



**СТРУКТУРА, ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ,
СВОЙСТВА, СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА
И СЕЙСМИЧНОСТЬ ПЛАТФОРМЕННЫХ
ТЕРРИТОРИЙ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ РЕГИОНОВ**

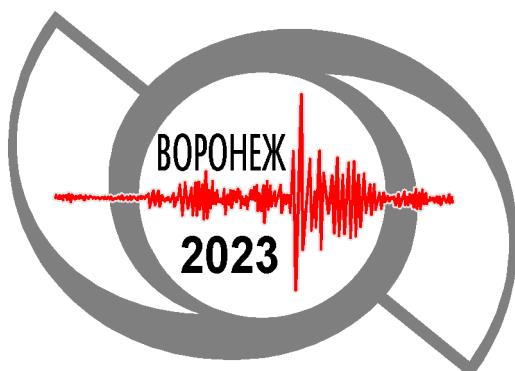


**XXIII ВСЕРОССИЙСКАЯ
С МЕЖДУНАРОДНЫМ УЧАСТИЕМ
НАУЧНО-ПРАКТИЧЕСКАЯ
ЩУКИНСКАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ**

2-6 октября

**СТРУКТУРА, ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ, СВОЙСТВА, СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА
И СЕЙСМИЧНОСТЬ ПЛАТФОРМЕННЫХ ТЕРРИТОРИЙ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ РЕГИОНОВ**

МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ РФ
ВОРОНЕЖСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
ФЕДЕРАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ЦЕНТР
«ЕДИНАЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ СЛУЖБА РАН»
ИНСТИТУТ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ ИМ. О. Ю. ШМИДТА РАН
ИНСТИТУТ ДИНАМИКИ ГЕОСФЕР ИМ. М. А. САДОВСКОГО РАН
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ,
ПЕТРОГРАФИИ, МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ РАН
АДМИНИСТРАЦИЯ ВОРОНЕЖСКОЙ ОБЛАСТИ



**СТРУКТУРА, ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ,
СВОЙСТВА, СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА
И СЕЙСМИЧНОСТЬ ПЛАТФОРМЕННЫХ
ТЕРРИТОРИЙ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ РЕГИОНОВ**

Материалы XXIII Всероссийской с международным участием
научно-практической Щукинской конференции
Воронеж, 2–6 октября 2023 г.

Воронеж
Издательский дом ВГУ
2023

УДК 550.34; 551.1; 551.24

ББК 26.21

С87

Под общим редактором

Л. И. Надёжка, М. А. Ефременко, И. Н. Сафонич

Структура, вещественный состав, свойства, современная геодинамика и сейсмичность платформенных территорий и сопредельных регионов : материалы XXIII Всероссийской с международным участием научно-практической Щукинской конференции (Воронеж, 2–6 октября 2023 г.) / под общ. ред. Л. И. Надёжка, М. А. Ефременко, И. Н. Сафонич. – Воронеж : Издательский дом ВГУ, 2023. – 253 с.

ISBN 978-5-9273-3834-4

На предшествующих конференциях неизменно рассматривался широкий спектр проблем: от фундаментальных, посвящённых глубинному строению земной коры и верхней мантии, геодинамики, сейсмичности до практических проблем комплексного геолого-геофизического и сейсмологического изучения природных объектов и сейсмической безопасности платформенных территорий и сопредельных регионов.

XXIII Всероссийская с международным участием научно-практическая Щукинская конференция не является исключением. В сборнике представлены материалы научных докладов, посвящённых глубинному строению земной коры и верхней мантии, современной геодинамики, природной и техногенной сейсмичности платформенных территорий и сопредельных регионов, а также вопросам поисков полезных ископаемых геолого-геофизическими методами и сейсмической безопасности.

Материалы конференции могут представлять интерес для широкого круга геологов, геофизиков, сейсмологов.

Подготовку сборника осуществили сотрудники ФГБОУ ВО «Воронежский государственный университет» и ФГБУН «Федеральный исследовательский центр «Единая геофизическая служба Российской академии наук» по авторским оригиналам с незначительными редакторскими правками.

© Воронежский государственный университет, 2023

© Федеральный исследовательский центр
«Единая геофизическая служба РАН», 2023

© Институт физики земли им. О. Ю. шмидта РАН, 2023

© Институт динамики геосфер им. М. А. Садовского
РАН, 2023

© Институт геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии РАН, 2023

© Администрация Воронежской области, 2023

© Оформление. Издательский дом ВГУ, 2023

ISBN 978-5-9273-3834-4

ВМЕСТО ПРЕДИСЛОВИЯ



Наш форум называется Щукинской конференцией в честь её инициатора, вдохновителя и организатора в течение многих лет – Юрия Константиновича Щукина. Организовав первую дружескую и очень теплую, как это умел делать Юрий Константинович, конференцию в 1995 году в г. Саратове, он продолжал проводить конференции в разных регионах. Каждый раз тематика конференции формировалась с учетом актуальных проблем региона и была интересной как для ученых, работающих над проблемами региона, так и широкой научной общественности. Являясь человеком удивительной человеческой красоты и разностороннего, энциклопедического профессионализма, Юрий Константинович всегда был душой конференций. Он обладал уникальной способностью слушать и услышать, оставаться в любой ситуации ученым, интеллигентом, оптимистом.

Широта и разноплановость обсуждаемых на конференциях проблем и вопросов делает их особенными, не похожими на другие форумы.

Настоящая ХХIII Всероссийская с международным участием научно-практическая Щукинская конференция не является исключением. Основные направления конференции:

- Структурно-вещественные комплексы в земной коре и верхах мантии, их свойства, природа процессов преобразования вещества, минерагенические процессы и месторождения.
- Геолого-геофизические модели земной коры и верхов мантии, тектоническая делимость литосфера.
- Новейшая тектоника, современная геодинамика, напряжения в литосфере и сейсмотектонические процессы.
- Тектонофизические методы и результаты исследования генезиса напряжений в коре и районирования опасных разломов.
- Палео и современная сейсмическая активность платформенных территорий и сопредельных регионов.
- Геологические и геофизические характеристики очагов наиболее сильных землетрясений в разных структурно-тектонических и геодинамических условиях.
- Нелинейные процессы и явления, происходящие в недрах Земли и их связь с процессами и явлениями в околоземном пространстве. Гистерезисные и резонансные процессы (явления).
- Природная и техногенная сейсмичность, сейсмическая опасность и актуальные проблемы обеспечения сейсмической и экологической безопасности густонаселенной территории Восточно-Европейской платформы.

Тематика каждой конференции наряду с общими проблемами также содержала актуальные проблемы региона, где проводилась. Это отражено в названиях конференций:

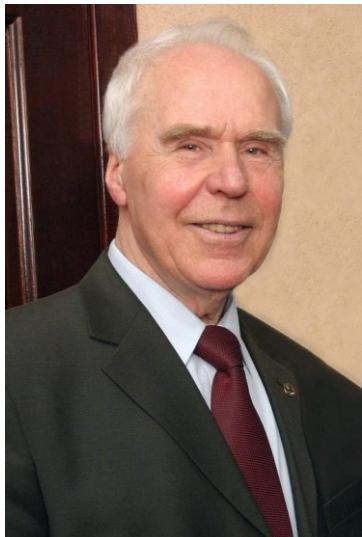
- 1995 г. Глубинное строение, геодинамика и сейсмичность Восточно-Европейской платформы (**Саратов**).
- 1996 г. Глубинное строение, геодинамика и сейсмичность Восточно-Европейской платформы (**Санкт-Петербург**).
- 1997 г. Геологическая среда и сейсмический процесс (**Иркутск**).

- 1998 г. Проблемы геодинамики, сейсмичности и минерагении подвижных поясов и платформенных областей (**Екатеринбург**).
- 1999 г. Геодинамика и геоэкология (**Архангельск**).
- 2000 г. Геодинамика и техногенез (**Ярославль**).
- 2001 г. Современная геодинамика, глубинное строение и сейсмичность платформенных территорий и сопредельных регионов (**Воронеж**).
- 2002 г. Глубинное строение и геодинамика Фенноскандии, окраинных и внутриплатформенных транзитных зон (**Петрозаводск**).
- 2003 г. Строение, живая тектоника и дислокации литосферы платформ и их складчатых обрамлений (**Москва**).
- 2004 г. Геодинамика и геологические изменения в окружающей среде северных регионов (**Архангельск**).
- 2005 г. Строение, геодинамика и минерагенические процессы в литосфере (**Сыктывкар**).
- 2006 г. Активные геологические и геофизические процессы в литосфере. Методы, средства и результаты изучения (**Воронеж**).
- 2007 г. Изменяющаяся геологическая среда: пространственно-временные взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов (**Казань**).
- 2008 г. Связь поверхностных структур земной коры с глубинными (**Петрозаводск**).
- 2009 г. Геологические опасности (**Архангельск**).
- 2010 г. Свойства, структура, динамика и минерагении литосферы Восточно-Европейской платформы (**Воронеж**).
- 2011 г. Проблемы сейсмотектоники (**Москва**).
- 2012 г. Геологические среды, минерагенические и сейсмотектонические процессы (**Воронеж**).
- 2014 г. Активные разломы и их значение для оценки сейсмической опасности: современное состояние проблемы (**Москва**).
- 2016 г. Глубинное строение, минерагения, современная геодинамика и сейсмичность Восточно-Европейской платформы и сопредельных регионов (**Воронеж**).
- 2018 г. Результаты комплексного изучения сильного Алтайского (Чуйского) землетрясения 2003 г., его место в ряду важнейших сейсмических событий XXI века на территории России (**Москва-Воронеж**).
- 2020 г. Структура, вещественный состав, свойства современная геодинамика и сейсмичность платформенных территорий и сопредельных регионов (**Воронеж**).

Широкий спектр проблем, которым неизменно посвящены конференции, привлекает специалистов разных научных направлений, позволяет обмениваться мнениями, устанавливать контакты и, не редко, дает импульс новым научным исследованиям.

к.г.-м.н. Л.И. Надежка

НИКОЛАЙ МИХАЙЛОВИЧ ЧЕРНЫШОВ – БЕССМЕННЫЙ ПРЕДСЕДАТЕЛЬ ЩУКИНСКИХ КОНФЕРЕНЦИЙ В ВОРОНЕЖЕ



Николай Михайлович Чернышов член-корреспондент Российской академии наук ученый с мировым именем, был бессменным председателем Всероссийских с международным участием научно-практических Щукинских конференций, когда конференции проходили в Воронеже на базе Воронежского государственного университета.

Николай Михайлович принимал активное участие в организации конференций, интересовался тематикой докладов, был принципиальным при их оценке. Высокий уровень проведенных конференций – это и его заслуга. Будучи по сути своей ученым – геологом, он умел объединять подходы к решению геологических, геофизических и минерогенических проблем, показать их внутреннюю генетическую связь.

Николай Михайлович создал и успешно развивал новое направление – учение о рудно-магматических системах. Это учение позволяет понять закономерности процессов, происходящих в недрах Земли, и открывает новые, но нетрадиционные пути поисков полезных ископаемых.

Николай Михайлович – человек незаурядный, круг интересов его необычайно широк. Он теоретически обосновал и в последующем открыл крупную по запасам Курско-Воронежскую золото-платиновую провинцию. Вместе с членом-корреспондентом РАН Д.А. Додиным разработана и выполнена программа «Платина России». На этой основе сделана оценка платино-металлогенического потенциала России.

Большое внимание, профессор Н.М. Чернышов уделял молодежи. Он учил студентов, воспитывал, прививал любовь к знаниям и будущей профессии. Не смотря на колоссальную занятость, Николай Михайлович всегда был готов обсудить проблему, дать совет, помочь. Он был лишен личных амбиций, но был строг и требовательным, когда касалось дела.

Николай Михайлович был у истоков организации сейсмологических исследований на территории Воронежского кристаллического массива. Он активно поддерживал организацию инструментальных сейсмологических наблюдений на территории ВГМ. С первых шагов образования межкафедральной вузовско-академической лаборатории глубинного строения, геодинамики и сейсмического мониторинга Николай Михайлович возглавлял геологическое направление в лаборатории. До самых последних дней жизни Николай Михайлович поддерживал сейсмологические исследования, помогал решать как научные, так и организационные проблемы.

Признавая особую роль Николая Михайловича Чернышова в организации и проведении Щукинских конференций, считаем справедливым именовать Всероссийскую с международным участием научно-практические конференции именем Щукина и Чернышова.

Л.И. Надежка

*Воронежский государственный университет,
ФИЦ «Единая геофизическая служба РАН», г. Воронеж, Россия*

А.Ю. Альбеков

Воронежский государственный университет, г. Воронеж, Россия

М.Н. Чернышова

Воронежский государственный университет, г. Воронеж, Россия

НИКОЛАЙ МИХАЙЛОВИЧ ЧЕРНЫШОВ НА КОНФЕРЕНЦИЯХ



БОЛЕЕ ЧЕТВЕРТИ ВЕКА СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИМ ИССЛЕДОВАНИЯМ НА ТЕРРИТОРИИ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

Надежка Л.И.^{1,2}, Маловичко А.А.³, Старовойт О.Е.³, Семенов А.Е.^{1,2}, Дубянский А.И.²,
Савенков А.В.¹, Сафонич И.Н.¹, Пивоваров С.П.¹, Ефременко М.А.¹, Ежова И.Т.^{1,2},
Золототрубова Э.И.², Колесников И.М.¹, Пивоваров Р.С.¹

¹ФИЦ «Единая геофизическая служба РАН», г. Воронеж, Россия

²Воронежский государственный университет, г. Воронеж, Россия

³ФИЦ «Единая геофизическая служба РАН», г. Обнинск, Россия

Аннотация. Изучены основные результаты сейсмологических исследований на территории Воронежского кристаллического массива – одной из крупных структур Восточно-Европейской платформы. Показано, что территория региона не является сейсмически пассивной, зарегистрировано более 400 землетрясений, магнитуда которых 2 и более. Сформулированы основные достижения и отмечено, что для изучения причин и природы землетрясений происходящих в литосфере платформы нужен комплексный мониторинг геофизических полей.

Сейсмологические наблюдения на территории Воронежского кристаллического массива – крупнейшей структуры Восточно-Европейской платформы, начаты с установки первой сейсмической станции «Воронеж». Организация инструментальных сейсмологических наблюдений на территории платформы вызвала много дискуссий, вопросов и сомнений. Но все это было преодолено совместными усилиями академика Владимира Николаевича Страхова, в то время директора Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Центральной опытно-методической экспедиции института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН (ЦОМЭ) Олега Евгеньевича Старовойта, Ректора Воронежского государственного университета Владимира Васильевича Гусева и многих других ученых, интересующихся проблемами современных процессов в литосфере платформы [1].

С момента организации и до настоящего времени исследования выполняются совместно Федеральным исследовательским центром «Единая геофизическая служба РАН» и Воронежским государственным университетом.

В настоящее время в регионе функционирует 12 сейсмических станций, из которых пять сейсмических станций образуют Воронежскую региональную сеть. Однако, следует отметить, что в последние 20 лет в регионе функционируют сейсмические сети в районе расположения атомных станций. Благодаря этому, в отдельные годы количество сейсмических станций было более 20. Кроме того, для решения различных сейсмотектонических задач, ежегодно в регионе в летне-осенний период работают временные сети. Всего за время исследований функционировали более 300 временных пунктов наблюдений. Исследования временными сетями продолжались от 3 недель до 6 месяцев в экспедициях в разные годы. В результате получен огромный фактический материал о характере сейсмических процессов в различных геологических условиях литосферы ВКМ [2-6].

Ранее, на большом объеме данных определены регистрационные возможности каждой сейсмической станции и сети в целом. Показано, что функционирующая в настоящее время сеть позволяет регистрировать сейсмические события, начиная с $M=1.0$ на центральной части ВКМ, а с $M=2.0$ на всей территории региона.

Научное сотрудничество Воронежского государственного университета и Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба Российской академии наук» способствовало успешному развитию исследований сейсмической активности и характера сейсмических процессов, происходящих в литосфере Воронежского кристаллического массива, как значительной части Восточно-Европейской платформы.

Экспериментальные исследования показали высокую эффективность как при мониторинге сейсмической активности территории региона, так и при создании информационно-

параметрической базы для решения широкого спектра фундаментальных и прикладных проблем в области сейсмологии, геофизики, геодинамики [1-6].

Многолетние совместные исследования ВГУ и ФИЦ ЕГС РАН позволили получить научные результаты, которые в ряде случаев являются новыми, уникальными, значительно расширяющие знания и меняющие представления о состоянии литосферы платформы и процессах, протекающих в её недрах.

Ушел в прошлое миф о сейсмической пассивности литосферы платформы. На территории Воронежского кристаллического массива зарегистрировано более 400 местных землетрясений с магнитудой 2 и более. В 2000 году зарегистрировано 5-балльное землетрясение в восточной части Воронежского кристаллического массива [1-6].

Впервые установлены пространственные закономерности современной сейсмоактивности и показано, что в структурах с разной геодинамической обстановкой в докембрии сейсмический процесс имеет специфические черты [6].

На основе большого количества экспериментальных данных показано, что сейсмическая активность литосферы ВКМ имеет квазипериодический характер. В настоящее время наблюдается активизация сейсмических процессов. Построен график повторяемости землетрясений [7, 8].

Показано, что территория Воронежского кристаллического массива подвержена значительному сейсмическому воздействию промышленных взрывов. Исследована временная динамика взрывных работ в многочисленных промышленных карьерах и показана её взаимосвязь с потребностями страны в разных видах полезных ископаемых [9-14].

Сейсмические эффекты, возбуждаемые промышленными взрывами оказывают значительное влияние на деформационные свойства земной коры и имеют негативные экологические последствия [9-14].

Теоретически обоснован и экспериментально подтвержден факт наличия наведенной сейсмичности, вызванной промышленными взрывами в карьерах региона.

Изучены свойства микросейсмического шума – микросейсмического поля и показано, что, как любое геофизическое поле, его можно использовать для решения задач зонирования территории и оценки современных геодинамических процессов, происходящих в земной коре. Разработаны соответствующие методические подходы [15, 16].

Более чем 20-летний период проведения сейсмологического мониторинга объектов атомной энергетики с целью оценки сейсмических условий их размещения, позволил разработать эффективную методику таких исследований и обосновать схему оптимального расположения сейсмических станций [17, 18].

Результаты исследований опубликованы более чем в 300 статьях в различных рецензируемых журналах.

Безусловно, полученные результаты имеют важное значение для оценки современного геодинамического и сейсмического состояния литосферы платформы, а также её реакции на сейсмические воздействия.

Вместе с тем, остается открытым вопрос о природе землетрясений, происходящих в литосфере Воронежского кристаллического массива, как части Восточно-Европейской платформы. Опыт сейсмологических исследований в регионе однозначно свидетельствует, что для решения проблемы природы и причин сейсмической активности платформенных территорий необходим комплексный подход. Сейсмический отклик в виде землетрясений является результатом различных процессов, происходящих в недрах не только литосферы, но и верхов мантии. Для понимания процессов, происходящих на различных глубинных уровнях Земли, необходим комплексный мониторинг процессов происходящих не только в недрах Земли, но и в околосземном пространстве, исследование их связи и взаимообусловленности.

Первые шаги в этом направлении сделаны. В заповеднике «Галичья гора» функционирует вузовско-академическая обсерватория, организованная совместными усилиями ВГУ, ИФЗ РАН и ИЗМИРАН. Она расположена в фоновых геолого-геофизических условиях. В

2023 году организованы наблюдения временных вариаций сейсмического и магнитного поля в зоне Новохоперского активного разлома. Экспериментальные данные, которые будут получены в разных динамических условиях позволят выявить чувствительность этих методов при оценке геодинамического состояния недр.

Кроме того, предполагается развитие сети сейсмических станций с целью, во-первых, освещения сейсмических условий разных частей ВКМ с одинаковой степенью точности, во-вторых, регистрации даже низкомагнитудных сейсмических событий, отражающих современное геодинамическое состояние литосферы платформенной территории.

Все это важно и актуально, так как регион промышленно развит, изобилует объектами повышенного экологического риска и характеризуется высокой плотностью населения. В этих условиях даже маломагнитудные сейсмические события могут повышать сейсмические риски чрезвычайных ситуаций.

Литература.

1. Надёжка Л.И., Старовойт О.Е., Маловичко А.А., Семёнов А.Е., Семёнов М.Е. Сейсмологические наблюдения на территории Воронежского кристаллического массива вчера-сегодня-завтра // Структура, вещественный состав, свойства, современная геодинамика и сейсмичность платформенных территорий и сопредельных регионов: материалы XXII Всероссийской с международным участием научно-практической Щукинской конференции / под ред. Л.И. Надёжка, Т.Б. Силкиной. – Воронеж: Издательский дом ВГУ, 2020. – С. 14-19.
2. Надёжка Л.И., Ефременко М.А., Семёнов А.Е., Пивоваров С.П. Некоторые особенности землетрясений на территории ВКМ // Проблемы сейсмотектоники: Материалы XVII Всероссийской конференции с Международным участием. – Воронеж: ИПЦ «Научная Книга», 2011. – С. 365-368.
3. Семёнов А.Е., Надёжка Л.И., Пивоваров С.П. О связи современной сейсмической активности со структурными особенностями кристаллической коры и верхов мантии Воронежского кристаллического массива // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: Материалы Десятой Международной сейсмологической школы. – Обнинск, 2015. – С. 290-294.
4. Семёнов А.Е., Золототрубова Э.И., Надёжка Л.И. Геодинамическая позиция Лискинской сейсмически активной зоны Воронежского кристаллического массива // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: Материалы XI Международной сейсмологической школы. – Обнинск, 2016. – С. 311-314.
5. Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы / Под ред. Н.В. Шарова, А.А. Маловичко, Ю.К. Щукина. Кн. 1: Землетрясения. – Петрозаводск : Карельский научный центр РАН, 2007. – 381 с.
6. Золототрубова Э.И., Ежова И.Т., Надежка Л.И., Ефременко М.А., Калинина Э.В. Особенности записей сейсмических событий в районах с разным геологическим строением // Тринадцатая международная сейсмологическая школа. Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных – г. Кишенёв, 2019 г. С. 46.
7. Французова В.И., Юдахин Ф.Н. Сопоставление ритмов платформенной и орогенной сейсмичности // Материалы Международной конференции. – М. : ВНИИ геофизика. – 2003. – С. 249-253.
8. Рогожин Е.А., Семенов А.Е., Надежка Л.И. Некоторые черты сейсмического режима территории Воронежского кристаллического массива / Вестник НЯЦ РК периодический научно-технический журнал национального ядерного центра Республики Казахстан выпуск 3(83), сентябрь 2020. С. 150-155.
9. Надежка Л.И., Семенов А.Е., Сафонич И.Н., Ежова И.Т., Золототрубова Э.И., Сизаск И.А. Сейсмический мониторинг при решении проблем сейсмической безопасности техногенно-нагруженных территорий // Материалы VII международной научно-практической конференции «Экологическая геология: теория, практика и региональные проблемы»/под ред. И.И. Косиновой. – Воронеж: АО «Воронежская областная типография», 2021. – С 101-106 . ISBN 789-5-4420-0924-8.

10. . Надежска Л.И., Семенов А.Е., Ежова И.Т. [и др.] Техногенная сейсмичность территории Центрально-Чернозёмного экономического региона и её возможные экологические последствия // Комплексные проблемы техносферной безопасности : материалы VI Международной научно-практической конференции : в 3 ч., Воронеж, 21–22 декабря 2020 года. – Воронеж: Воронежский государственный технический университет, 2021. – ч.2 – С. 286-289.
11. Ежова И.Т., Надёжска Л.И., Ефременко М.А. Инструментальные сейсмологические наблюдения промышленных взрывов как эффективный контроль сейсмических воздействий на геологическую среду // В сборнике: Закономерности трансформации экологических функций геосфер крупных горнопромышленных регионов. Сборник научных статей. Российский фонд фундаментальных исследований; Воронежский государственный университет; Гомельский государственный университет им. Ф. Скорины. Москва, 2022. С. 42-54.
12. Пивоваров С.П., Ежова И.Т., Ефременко М.А. Изменение динамики производства буро-взрывных работ в крупных карьерах на территории Воронежского кристаллического массива (2000-2021 гг.) / С. П. Пивоваров, // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: Тезисы XVI Международной сейсмологической школы, Минск, 12–16 сентября 2022 года. – Обнинск: Федеральный исследовательский центр "Единая геофизическая служба Российской академии наук", 2022. – С. 71. – EDN CNDPLX.
13. Семенов А.Е. Характер сейсмичности техногенно-нагруженной Лискинской сейсмически активной зоны Воронежского кристаллического массива // Закономерности трансформации экологических функций геосфер крупных горнопромышленных регионов : сборник научных статей / Российский фонд фундаментальных исследований; Воронежский государственный университет; Гомельский государственный университет им. Ф. Скорины. – Москва: Издательство "Научная книга", 2022. – С. 118-125. – EDN DAIMXR.
14. Взрывы и землетрясения на территории Европейской части России / Под ред. В.В. Адушкина и А.А. Маловичко. – М. : Изд-во ГЕОС, 2013. – 384с.
15. Сафонич И.Н., Сизаск И.А., Надёжска Л.И. Некоторые характеристики микросейсмического шума в диапазоне 2.0-8.0 Гц // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных : Материалы Десятой Международной сейсмологической школы. – Обнинск, 2015. – С. 281-284.
16. Орлов Р.А. Опыт использования микросейсмического шума для решения геологических задач в условиях платформы (на примере Воронежского кристаллического массива // Вестник ВГУ. Серия Геология. – Воронеж, 2011. – № 1. – С. 184-192.
17. Надёжска Л.И., Семёнов А.Е., Семёнов А.М., Колесников И.М. Сейсмический мониторинг как основа сейсмической безопасности функционирования атомных электростанций (на примере Нововоронежской АЭС) / Л.И. Надежка // Вестник НЯЦ РК. – Курчатов : НЯЦ, 2016. – Вып. 2. – С.146-151.
18. Надежска Л.И., Колесников И.М., Семенов А.Е. Сейсмический мониторинг районов размещения объектов атомной энергетики – основа сейсмической безопасности их функционирования // Вестник национального ядерного центра Республики Казахстан / Выпуск 2(74), июнь 2018. – С. 88-91.

ОЦЕНКА СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ ТЕРРИТОРИИ НОВОГО ЦЕНТРА ОНКОЛОГИИ В г. АШХАБАДЕ

Агаева Л.А.

*Научно-исследовательский институт Сейсмостойкого строительства Министерство
Строительства и архитектуры Туркменистана, г. Ашхабад, Туркменистан*

Аннотация. В статье описаны инженерно-геологические и сейсмические условия площадки строительства Международного научно-клинического центра онкологии на 500 мест в г. Ашхабаде. В связи с оценкой сейсмичности более 9 баллов показана необходимость выполнения инженерной подготовки основания фундамента для предотвращения просадочных процессов под всеми зданиями и сооружениями центра онкологии.

Густонаселенные районы, расположенные у подножья Копетдага, Малого и Большого Балханов, Кубадага, Кугитанга, в средней части восточного побережья Каспия, а также в долине реки Амударьи, являются областями высокой сейсмичности на территории Туркменистана. Самая активная зона локализуется в районе г. Ашхабада, где расположен очаг известной ($M \geq 7.3$) катастрофы 1948 года, проявившейся с интенсивностью более 9 баллов. В связи с освоением территорий сейсмоактивных зон ущерб от подземной стихии со временем увеличивается. Негативные последствия катастрофических землетрясений (Красноводского 1895 г., Ашхабадского 1948 г., Балханского 2000 г. и др.) ощущаются десятилетиями в виде нарушений экономических связей, отсутствия жилья, необходимости разработки новых стандартов строительства и решения социальных проблем [1]. Более того, землетрясения сопровождаются нарушениями экологии и значительными человеческими жертвами.

Региональная сейсмическая опасность и уязвимость зданий и сооружений от стихии по мере урбанизации постоянно возрастают, что доказано на примере столицы Туркменистана. Кроме того, подземные толчки, возникающие на территории сопредельных стран – Узбекистана, Афганистана, Ирана, также не признают национальных границ и приводят к тяжелым последствиям. Результаты работ по сейсмическому микрорайонированию являются основой для оптимального решения архитектурно-планировочных задач, разработки генпланов развития городских территорий и оценки сейсмических нагрузок (сил), которым может подвергнуться сооружение за время его существования [1].

Территория г. Ашхабада расположена в пределах предгорной пролювиальной равнины Центрального Копетдага. Территория площадки строительства Международного научно-клинического центра онкологии на 500 мест расположена в северной части города Ашхабада.

Инженерно-геологические и гидрогеологические исследования на площадке строительства этого объекта весной 2023 года проводили специалисты НИИ Сейсмостойкого строительства МСиАТ. По данным этих работ в геологическом строении территории на глубину до 8-30 м принимают участие отложения верхнечетвертично-современного пролювиального возраста предгорной равнины Центрального Копетдага. Литологически они представлены песками светло-желтыми, пылеватыми, рыхлыми, малой степени влажности, песками пылеватыми, средней плотности, от малой до средней степени влажности, песками коричневыми, пылеватыми, насыщенными водой, с прослойками суглинка до 15 см, а также песками коричневыми, пылеватыми, плотными, насыщенными водой.

В геоморфологическом отношении площадка строительства центра онкологии приурочена к предгорной пролювиальной равнине Центрального Копетдага. Рельеф территории площадки объекта наклонный, тип – техногенный. Общий уклон участка поверхности земли с юга на север. Абсолютные отметки на площадке изменяются в интервале от 188.02 м (скважина №18) до 194.49 м (скважина №5). Перепад рельефа на территории площадки центра составляет 6.47 метра.

Грунтовые воды на площадке строительства объекта скважинами до глубины 8.0-30.0 м вскрыты на глубинах от 7.0 м (скв.№6) до 12.0 м (скв.№5) (по состоянию на февраль-март 2023 г). Гидрогеологические условия территории участка не совсем благоприятные для строительства в строительном отношении.

Анализ материалов инженерно-геологических изысканий, полученных на площадке строительства центра онкологии до глубины 8-30 м, показывает, что грунтовая толща оснований объекта почти однородная. Она представлена современными и пролювиальными грунтами, что позволяет на территории площадки объекта выделить согласно ТДС-20522-96 и ТДС 609-2003 4 (четыре) инженерно-геологических элемента (ИГЭ):

Современные эоловые отложения (vIV):

ИГЭ-1 – песок светло-желтый, пылеватый, рыхлый, малой степени влажности.

Верхнечетвертично-современные пролювиальные (рQIII-IV) отложения:

ИГЭ-2 – песок светло-желтый, пылеватый, средней плотности, от малой до средней степени влажности.

ИГЭ-3 – песок коричневый, пылеватый, средней плотности, насыщенный водой, с прослойками суглинка до 15 см.

ИГЭ-4 – песок коричневый, пылеватый, плотный, насыщенный водой.

Обобщая и анализируя данные лабораторных работ (согласно компрессионным и сдвиговым испытаниям) все вскрытые грунты территории площадки строительства объекта не обладают просадочными свойствами. Грунты площадки верхней части разреза, где будут размещены фундаменты зданий и сооружений центра онкологии, по степени засоленности для оценки агрессивности к бетонам и железобетонам ($D_{SAL}=0,0121\%-0,1052\%$) в соответствии с ТДС 906-2003 (по таблице В.12) отнесены к незасоленным (содержание сульфатов в пересчете на $SO_4^{2-} = 0,0096\%-0,0936\%$, хлоридов в пересчете на $Cl^- = 0,0025\%-0,0116\%$).

Существенным фактором, осложняющим инженерно-геологические условия и определяющим проектные решения центра онкологии, является высокая сейсмичность территории и вытекающая отсюда сейсмическая опасность. [1] Исходная (нормативная) сейсмичность города Ашхабада согласно Национальной карте общего сейсмического районирования территории Туркменистана (НКСРТ-2017) составляет 9 баллов по шкале MSK-64. Категория вскрытых грунтов площадки по сейсмическим свойствам определена по материалам инженерно-геологических изысканий и, согласно СНТ 2.01.08-20 соответствует - II и III. Расчетная сейсмичность площадки строительства центра онкологии согласно таблице 1 СНТ 2.01.08-20 установлена на уровне 9.3 балла.

Результаты работ по сейсмическому микрорайонированию (СМР) городских территорий Туркменистана показывают, что уязвимость зданий и сооружений к колебаниям грунта, возникающие при землетрясении, можно оценивать по данным анализа записей природ-

ных микросейсмических колебаний (микросейсм), обычно так называемым «белым шумом». Это подтвердились результатами апробации метода определения локальных сейсмических свойств грунтов на территории города Ашхабада, с использованием прибора для регистрации окружающего сейсмического шума – цифрового тромографа «TROMINO» (производство «MicromedS.P.A.», Италия) [2]

Оценка сейсмических свойств грунтов предполагает изучение локальных резонансных явлений в осадочных породах, обычно называемых «сайт-эффектом», т.к. проявление резонанса может привести к существенному изменению интенсивности колебательного процесса в диапазоне частот от 0.3 до 15 Гц. Функция «сайт-эффекта» при небольших напряжениях может быть определена как спектральное отношение горизонтальной и вертикальной компонент (H/V) движения грунта. Полагается, что на величину вертикальной компоненты фонового сейсмического шума не влияют особенности поверхностных слоев верхней части разреза, представленных рыхлыми неустойчивыми породами.

Компьютерная программа «Grilla» снабжена спектрально-временной диаграммой (Time-history), в которой окружающий сейсмический шум в течения всего наблюдения даёт возможность выделять и удалять возможные помехи, влияющие на качество проведения HVSR-анализа площадки объекта. С помощью HVSR-анализа можно определить резонансную частоту f_0 сдвиговой S -волны в одном приповерхностном слое осадочного отложения, которая вычисляется по формуле:

$$f_0 = Vs / 4h,$$

где: f_0 – резонансная частота; h – мощность слоя;
 Vs – средняя скорость S -волны в слое.

Записи сейсмического («белого») шума были получены сотрудниками Института Сейсмологии и физики атмосферы АНТ на определенных точках (их было 5 точек-пунктов) на территории планируемой строительной площадки Центра Онкологии. Обзор данных, их обработка и анализ были осуществлены с использованием специализированного программного обеспечения «Grilla» к тромографу «TROMINO». Оно включает в себя программы для простого спектрального и HVSR-анализа, а также для построения синтетических кривых H/V , основанную на моделировании поверхностных волн (Рэлея и Ляве) в области плоско-параллельных многослойных систем.

Применяя программу моделирования скоростного разреза «Grilla», которая основана на моделировании поверхностных волн (Рэлея и Ляве) в области плоскопараллельных систем, можно подобрать и совместить H/V теоретическую (синтетическую) кривую с экспериментальной кривой, построенной по измеренным данным. График функции HVSR-анализа вычисляется как средние значения спектров горизонтальных компонент, делённых на спектр вертикальной составляющей сейсмического шума H/V , причем в разрезе выделяются несколько слоёв различной мощности, отражающие на кривой H/V соответствующие пики и локальные минимумы и максимумы. [2]

Инженерно-геофизические исследования на площадке строительства центра онкологии проводили сотрудники Института Сейсмологии и физики атмосферы АНТ весной 2023 года. Эти исследования состояли из регистрации тромографом «TROMINO» на грунте для оценки скоростного разреза по спектральному отношению горизонтальных к вертикальной компоненте (H/V) сейсмического шума (HVSR-анализ). А также определение среднего значения скорости поперечной волны (Vs) в верхней толще разреза от поверхности до глубины 30 метров $Vs_{(0.0-30.0\text{м})}$.

По результатам *HVSР*-анализа на строительной площадке центра онкологии специалистами ИСиФА были сделаны следующие выводы:

1. Вычислены средние значения скоростей распространения V_s волн в верхней части разреза от поверхности до глубины 30 метров.

2. Построены обобщенные многослойные V_s -модели предполагаемого разреза тридцати метровой толщи грунтов.

На основе проведенного анализа результатов наблюдений сотрудниками ИСиФА была построена обобщенная многослойная V_s -модель предполагаемого разреза грунтов исследуемой площадки. (Программа “Grilla”).

Анализ и учет особенностей инженерно-геологических и сейсмических условий площадки строительства Центра Онкологии в г.Ашхабаде позволили сделать следующие

Выводы. 1. Инженерно-геологические условия площадки строительства центра онкологии в г. Ашхабаде сложные для строительства.

2. Рельеф территории площадки объекта полого-наклонный, тип-техногенный, перепад рельефа на территории площадки объекта составляет 6.47 м.

3. Вскрытая грунтовая толща неоднородная, здесь выделены 4 инженерно-геологических элемента. Вскрытые грунты площадки незасоленные и непросадочные.

4. Грунтовые воды на площадке строительства объекта всеми пройденными выработками до глубины 8.0-30.0 м вскрыты на глубинах от 7.0 м (скв.№6) до 12.0 м (скв.№5) (март 2023 г.). В связи с этим обстоятельством, гидрогеологическая обстановка считается не совсем благоприятной в строительном отношении.

5. Расчетная сейсмичность площадки объекта установлена на уровне 9.3 балла при III категории грунтов по сейсмическим свойствам.

Таким образом, в связи с сейсмической оценкой площадки строительства нового центра онкологии более 9 баллов при категории грунтов по сейсмическим свойствам III, расчеты конструкций и оснований зданий и сооружений будут выполнены с учетом сейсмических воздействий, согласно существующим нормативным документам по строительству в сейсмических районах.

Литература.

1. Агаева Л.А. Оценка сейсмической опасности территории южной части города Ашхабада. «Опасные природные и техногенные процессы в горных регионах: модели, системы, технологии». Коллективная монография. (по ред. Заалишвили В.Б.) Владикавказ: ГФИ ВНЦ РАН, 2022. - С.135-139.

2. Басеев С.А., Атаев А.К., Ходжаев А., Эфендиев М.И. Оценка резонансных колебаний высотных зданий по данным измерений сейсмического шума. Журнал «Наука и техника Туркменистана». №4. Ашхабад. Ылым. 2014. - С.91-95.

ВЛИЯНИЕ ГРУНТОВЫХ УСЛОВИЙ НА СЕЙСМИЧНОСТЬ ПЛОЩАДКИ СТРОИТЕЛЬСТВА ЦЕНТРА ПЕДИАТРИИ НА 160 МЕСТ В Г. АШХАБАДЕ

Агаева Л.А.¹, Комекова Т.²

¹*Научно-исследовательский институт Сейсмостойкого строительства Министерство Строительства и архитектуры Туркменистана, г. Ашхабад, Туркменистан*

²*Туркменский государственный архитектурно-строительный институт Министерство Образования Туркменистана, г. Ашхабад, Туркменистан*

Аннотация. В статье описаны грунтовые условия площадки строительства нового центра педиатрии в г. Ашхабаде и показана взаимосвязь и влияние этих условий на оценку расчетной сейсмичности территории объекта.

Почти половина населения нашей планеты живет в сейсмоопасных зонах и по статистике ежегодно на земном шаре от разрушительных землетрясений погибает в среднем более 10 тыс. человек. А такие катастрофы, как в Канто (Япония) в 1923 г., в Тяньшане (Китай) в 1976 г., в Ашхабаде (Туркменистан) в 1948 г., в Хаите (Таджикистан) в 1949 г., в Газли (Узбекистан) в 1976 и 1984 гг., в Спитаке (Армения) в 1988 г., на Балхане (Туркменистан) 2000 г., в Гаити 2010 г. и др., исчисляются сотнями тысяч жертв. Масштабы потерь материального, социального, морального и демографического ущерба от сильных землетрясений ощущаются в течение долгих лет.

Территория Туркменистана – одна из сейсмически опасных областей Альпийско-Гималайского складчатого пояса и характеризуется возможным возникновением сильных землетрясений, происходивших здесь как в исторически прошлом, так и в современный период. Сейсмическая активность определяется тектонофизической обстановкой и связана с крупными геолого-тектоническими структурами альпийской складчатой зоны Туркмено-Хорасанских гор, системой Эльбурса и сопредельных платформенных структур Туранской плиты.

Согласно Национальной карте общего сейсмического районирования Туркменистана, (НКСРТ-2017 г.) площадка строительства центра педиатрии в г. Ашхабаде имеет исходную оценку сейсмической опасности 9 баллов при индексе повторяемости 2. Участок строительства центра педиатрии на 160 мест расположен в южной части г. Ашхабада. Инженерно-геологические изыскания на площадке строительства в марте 2023 года проводили сотрудники НИИ Сейсмостойкого строительства МСиАТ. Геофизические исследования до глубины 30-50 м в апреле 2023 года выполняли геофизики Института Сейсмологии и физики атмосферы Академии Наук Туркменистана.

Бурение до глубины 8.0-30.0 м проводилось с целью изучения геологического строения, гидрогеологических условий на площадках отдельных сооружений центра педиатрии, отбора образцов грунтов для лабораторных исследований и испытаний. Бурение выполнялось механическим колонково-шнековым способом, станком УРБ-2.А2, диаметром 135-165 мм. Стандартное испытание грунта на проникновение было прикреплено к буровой установке MD300.

Лабораторные исследования и испытания проведены в соответствии с действующими стандартами. При камеральной обработке материалы полевых работ и лабораторных исследований систематизировались, оценивалась изменчивость физико-механических свойств грунтов, окончательно выделялись инженерно-геологические элементы (ИГЭ) и устанавливались их границы, вычислялись и назначались нормативные и расчетные значения характеристик грунтов выделенных ИГЭ, определялись агрессивность грунтов к бетонным и железобетонным конструкциям, степень коррозионной активности к металлам, уточнялась

сейсмичность. Камеральная обработка производилась в соответствии с требованиями ТДС-20522-96, СНТ 1.02.07-2016 и СНТ 2.02.01-16.

Целью инженерно-геофизических исследований было получение электрических характеристик грунтов (удельного сопротивления) для оценки коррозионной агрессивности их к металлам (стали) и проектирования заземления электроустановок и сейсмических характеристик по толще оснований зданий (скорости поперечных сейсмических волн).

Геоморфологически площадка объекта приурочена к зоне слияния Каранки-Яблоновского и Гындуварского конусов выноса на Прикопетдагской равнине, южнее Кеши-нинбаирской возвышенности. Рельеф в целом спокойный, с уклоном в северо-западном направлении. Абсолютные отметки на участке варьируют от 375.30 до 382.84 м. Перепад высотных отметок на площадке строительства составляет 7.54 м.

В геологическом строении территории на глубину до 30.0 м участвуют породы четвертичного пролювиального комплекса, подстилаемые неогеном. Литологически они представлены супесью, подстилаемых толщей гравийно-галечниковых грунтов. Толща гравийно-галечниковых грунтов содержит до 30% супесчаного-суглинистого заполнителя, неоднородна: крупность гравия, гальки изменяется по глубине, появляются мелкие, средних размеров валуны отдельными включениями или линзами. Здесь вскрыты супеси высокопористые, лёссовидные, местами с включениями гравия и гальки до 10-15%. В соответствии с основными требованиями ТДС-20522-9690 и ТДС 609-2003 на основании материалов полевых и лабораторных работ, с учетом возраста, происхождения и номенклатурного вида грунтов, их состояния и пространственной изменчивости значений показателей, на участке строительства нами были выделены следующие верхнечетвертично-современные пролювиальные отложения (*рIII-IV*):

ИГЭ-1 представлен песком пылеватым, средней плотности, малой степени влажности. Вскрыт в интервале глубин от 1.5-7.5 м до 2.0-8.1 м мощностью 0.5-0.6 м.

ИГЭ-2 представлен супесью легкой, светло-коричневого цвета, твердой консистенции, местами с включением гравия до 10%. Вскрыт от поверхности земли до 2.0-11.5 м, мощностью 2.0-11.5 м. Грунт просадочный.

ИГЭ-3 представлен супесью легкой, гравелистая, включения гравия от 30 до 50%, твердая. Вскрыт в интервале глубин от 1.5-22.0 до 2.0-26.5 м, мощностью 0.5-4.5 м.

ИГЭ-4 представлен гравийным грунтом с супесчаным заполнителем выше 30%, малой степени влажности, с валунами. Вскрыт в интервале от 3.0-26.5 до 3.5-27.5 м, мощностью 0.5-4.5 м.

ИГЭ-5 представлен гравийно-галечниковым грунтом с супесчаным заполнителем до 30%, малой степени влажности. Вскрыт скважинами в интервале глубин от 5.0-27.0 м до глубины 8/8-30.0 м вскрытая мощность 1.5-12.5 м.

Грунты ИГЭ-2, залегающие повсеместно по площади от поверхности земли до 2.0-11.5 м, по данным компрессионных испытаний могут давать просадку при замачивании, суммарная просадка при мощности слоев до 11.5 м составляет 17.95 см. Изменение просадочных свойств по глубине наблюдалось по скважине №1, однако, возле скв. №10 при мощности просадочного слоя 2.0 м прогнозируемая просадка может составить менее 5 см.

Согласно лабораторным данным, тип грунтовых условий площадки центра по просадочности I и II. Вскрытые грунты ИГЭ-1,3,4,5 площадки непросадочные. По степени засоленности для оценки агрессивности к бетонам и железобетонам (D_{SAL}) в соответствии с табл.В.12 ТДС-609-2003, грунты в основном незасоленные, (содержание сульфатов в пересчете на SO_4^{2-} - 0,0048-0,2208%, хлоридов в пересчете на Cl^- - 0,0021-0,0189%).

Вскрыты грунты площадки объекта согласно табл.4 СНТ 2.03.11-99*:

бетону марки по водонепроницаемости W₄

- на портландцементе – неагрессивные до слабо-, средне- и сильноагрессивных;
- на портландцементе с добавками и шлакопортландцементе – неагрессивные;
- на сульфатостойких цементах –неагрессивные;

бетону марки по водонепроницаемости W₆

- на портландцементе – неагрессивные до слабо-, среднеагрессивных;
- на портландцементе с добавками и шлакопортландцементе – неагрессивные;
- на сульфатостойких цементах –неагрессивные;

бетону марки по водонепроницаемости W₈

- на портландцементе – неагрессивные до слабо- и среднеагрессивных;
- на портландцементе с добавками и шлакопортландцементе – неагрессивные;
- на сульфатостойких цементах – неагрессивные;

К железобетонным конструкциям грунты неагрессивные и слабоагрессивные для всех видов цемента независимо от марки бетона по водонепроницаемости. Степень агрессивного воздействия грунтов на конструкции из углеродистой стали – среднеагрессивная, согласно табл.28 СНТ 2.03.11-99*.

Всеми пробуренными скважинами до глубины 30 м уровень грунтовых вод не вскрыт. Согласно данным Ахалской гидрогеологической экспедиции уровень грунтовых вод на территории будущих сооружений центра педиатрии залегает на глубине от 35 до 40 м. Гидрогеологические условия площадки благоприятные как в строительном, так и в сейсмическом отношениях.

Согласно НКСРТ-2017 и СНТ 2.01.08-20 площадка строительства центра педиатрии в г.Ашхабаде имеет оценку сейсмической опасности 9 баллов при индексе повторяемости 2.

Инженерно-геофизические исследования на объекте строительной площадки центра педиатрии состояли из регистрации тромографом «Tromino» на грунте для оценки скоростного разреза по спектральному отношению горизонтальных к вертикальной компонент H/V сейсмического шума (HVSР-анализ) и определение среднего значения скорости поперечной волны (Vs) в верхней толще разреза от поверхности до глубины 30 метров Vs_(0.0-30.0 m).

При анализе полученных данных в пунктах регистрации №1-5 выделены по 3 пика. Выделена первая поверхностная аномалия с амплитудой 2.29-7.42 на частоте 52.46-68.83 Гц и они связаны с первым от поверхности супесчаным лессовым слоем мощностью до 0.36-0.50 метра и ей можно пренебречь, вторая аномалия с амплитудой 2.91-4.45 на частоте 7.26-13.86 Гц и, так же связан с просадочными супесчаными отложениями на глубинах от 4,50м до 8.30 м. Так же на всех площадках на частоте 2.20-3.37 Гц выделяется пик фундаментальной частоты колебаний грунта с амплитудой на точке 1 – 3.32; на точке 2 – 2.53; на точке 3 – 2.20; на точке 4 – 3.37; на точке 5 – 2.79; предположительно связанный коренными неогеновыми отложениями, залегающими по данным HVSР-анализа в интервале глубин 74.18-115.33 м. Эти аномалии при определенных условиях могут привести к проявлению сайт - эффекта, т.е усилению колебаний грунта при землетрясениях на исследуемых площадках.

Приращение сейсмической интенсивности происходит на момент изысканий за счет пониженной сейсмической жесткости неоднородной грунтовой толщи, содержащей высокопористые просадочные грунты (ИГЭ-2), и определяется по эмпирической зависимости С.В.Медведева (1962 г., ВСН 01-05,2005 г.) [3, 4]:

$$I_{\text{Ж}} = 1,67 \cdot \lg \frac{V_{\text{з}} \rho_{\text{з}}}{V_{\text{п}} \rho_{\text{п}}} ,$$

где: $v_s=400 \text{ м/с}$ – скорость поперечной сейсмической волны в грунтах площадки-эталона (по данным Центральной сейсмостанции «Ашхабад», Берзенги);

v_n = от 318 до 410 м/с - скорость поперечной сейсмической волны в грунтах площадки объекта (по материалам сейсмического микрорайонирования г.Ашхабада, НИИС, 2001 г);

$\rho_s=2.2 \text{ т/м}^3$, ρ_n = от 1.84 до 2.05 т/м^3 - плотности грунтов соответственно эталонной площадки и площадки объекта (средневзвешенная по мощности на разведенную глубину).

Тогда расчетная сейсмичность площадки объекта составит:

Для площадки скв.№№ВН- 1,2,4-9,13,16-19 $I_{\text{расч}} = 9.0+0.40 = 9.4$ балла;

Для площадки с скв.№ВН-3, $I_{\text{расч}} = 9.0+0.11 = 9.1$ балла;

Для площадки с скв.№№ВН-11,14 $I_{\text{расч}} = 9.0+0.04 = 9.0$ балла;

Для площадки с скв.№№ВН-12, $I_{\text{расч}} = 9.0+0.12 = 9.1$ балла;

Для площадки с скв.№№ВН-10,15 $I_{\text{расч}} = 9.0+0.16 = 9.2$ балла.

Категория вскрытых грунтов площадки объекта, как указано выше, II и III согласно таблице 1 с примечаниями СНТ 2.01.08-20.

Выводы. - Инженерно-геологические условия территории требуют учета при проектировании всех особенностей физико-географических условий (рельеф, режим атмосферных осадков), строения грунтовой толщи, свойств грунтов, возможных изменений инженерно-геологической обстановки в процессе строительства и последующей эксплуатации объекта, сейсмичность района в целом.

- грунты ИГЭ-2-просадочные, прогнозная просадка грунтов толщи до 5.0-11.5 м от природной нагрузки превысит 5 см, что определяет II тип грунтовых условий по просадочности, но возле скважины №10 просадка от собственного веса грунта может составить менее 5 см, что определяет тип грунтовых условий по просадочности I;

- грунтовые воды не вскрыты, гидрогеологические условия участка благоприятные для перспективного строительства.

- вскрытые грунты ИГЭ-3-5-непросадочные;

- возможность возникновения механической суффозии и в случае водонасыщения грунтов ИГЭ-3-5 под фундаментами сооружений (образование “верховодки”, подъем УГВ) вероятно их разжижение при сильном сейсмическом воздействии;

- среда размещения фундаментов и заглубленных сооружений агрессивная в разной степени к бетонам и металлоконструкциям;

- незасоленность грунтов;

- расчетная сейсмичность площадки $I_{\text{расч}} = 9.0-9.4$ балла при III категории грунтов по сейсмическим свойствам.

Литература.

1. Агаева Л.А. Major factors, defining seismic hazard of Turkmenistan. Complexity in earthquake dynamics: from nonlinearity to earthquake prediction and seismic stability. Proceeding of International Workshop. Ташкент. 25.01-26.01.2012. – С. 84-89.

2. Агаева Л.А., Комекова Т. Инженерно-геологические и сейсмические условия южной части территории города Ашхабада. Международный научно-практический журнал “Проблемы освоения пустынь”. №3-4. Ашхабад. 2022. - С.64-66.

3. ВСН 01-05. Ведомственные строительные нормы. Сейсмическое микрорайонирование территорий городов Туркменистана. Изд-во МС Туркменистана. Ашхабад. 2005.

4. Медведев С.В. Инженерная сейсмология. М.:Госстройиздат. 1962.

РЕЗОНАНСНЫЙ ЭФФЕКТ В ОБРАБОТКЕ ДАННЫХ ПАССИВНОЙ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ

Александров П.Н.¹, Владов М.Л.², Кризский В.Н.³

¹*Центр геоэлектромагнитных исследований ИФЗ РАН, г. Москва, Россия*

²*Геологический факультет МГУ, г. Москва, Россия*

³*Санкт-Петербургский горный университет, г. Санкт-Петербург, Россия*

Введение. В инженерной геофизике и сейсмологии применяются методы сейсмической разведки, основанные на регистрации природных и техногенных микросейсм - методы пассивной сейсморазведки. В этом ключе можно выделить два направления – определение и интерпретация спектральных отношений между опорной и исследуемой площадками, а также определение и интерпретация пространственного распределения спектрального отношения между вертикальной (V) и горизонтальной (H) компонентами поверхности волны. На основе H/V -соотношения (так называемая эллиптичность) базируется широко используемый в мире метод, предложенный Накамура [1]. Накамура обратил внимание на резонансные свойства сейсмического поля. Действительно, экспериментальные данные показывают наличие резонансных свойств, которые связаны с неоднородностями по упругим параметрам, точнее с границами раздела сред.

Основой предлагаемого подхода, в отличие от подхода Накамуры, является представление о резонансной природе разнообразных максимумов в спектрах зарегистрированных сейсмических колебаний. Проведем теоретическое обоснование пассивной сейсморазведки, исходя из фундаментальных уравнений теории упругости, и предложим способ обработки полевых данных на основе их аппроксимации решением прямой задачи для некоторой теоретической модели среды - модели резонансного слоя.

Решение прямой задачи для аппроксимирующего резонансного слоя. Задача заключается в следующем: имеется жесткое основание, на котором находится слой с упругими параметрами Ламе λ и μ , плотностью ρ . В этом слое существует поле смещений. Внутри слоя могут существовать источники упругого поля - сторонние силы.

В одномерной среде и частотной области сейсмическое поле описывается двумя уравнениями:

1. для вертикальных колебаний, продольные волны, распространяющиеся со скоростью V_p

$$\frac{\partial^2}{\partial z^2} S_z - k_z^2 S_z = -F_z, \quad k_z^2 = -\omega^2 \frac{\rho}{\lambda + 2\mu} = -\omega^2 \frac{1}{V_p^2},$$

2. для горизонтальных колебаний, поперечные волны, распространяющиеся со скоростью V_s

$$\frac{\partial^2}{\partial z^2} S_x - k_x^2 S_x = -F_x, \quad k_x^2 = -\omega^2 \frac{\rho}{\mu} = -\omega^2 \frac{1}{V_s^2},$$

где ω - частота, S_x и S_z - компоненты вектора смещения по направлению осей декартовой системы координат x и z , соответственно, (ось z направлена вниз), F_x и F_z - компоненты вектора сторонних сил, в которые входят как начальные условия, так и источники упругого поля, появляющиеся в интервале времени регистрации.

Верхнее полупространство - воздух. В силу чего краевые условия для задачи теории упругости являются следующие:

на поверхности земли: $P_{xz} = P_{zz} = 0$ – свободная поверхность при $z = 0$,

на подошве слоя с жестким основанием: $S_x = S_y = S_z = 0$ при $z = h$, h – толщина слоя.

Отсюда вытекают следующие граничные условия на поверхности земли для смещений при $z = 0$: $\frac{\partial}{\partial z} S_z = 0$ и $\frac{\partial}{\partial z} S_x = 0$.

Решение в слое имеет вид $S_z = C_1 e^{k_z z} + C_2 e^{-k_z z} + S_z^{\text{II}}(z)$, $S_x = C_3 e^{k_x z} + C_4 e^{-k_x z} + S_x^{\text{II}}(z)$,

$\operatorname{Re}(k_z) \geq 0$, $\operatorname{Re}(k_x) \geq 0$, $S_z^{\text{II}}(z)$ и $S_x^{\text{II}}(z)$ - первичные поля, C_1, C_2, C_3, C_4 - искомые неизвестные коэффициенты. В силу изотропности слоя горизонтальные компоненты будут равны $S_y = S_x$. Удовлетворяя граничным условиям, получим следующую систему линейных алгебраических уравнений

$$\begin{aligned} C_1 - C_2 &= -\frac{1}{k_z} \frac{\partial}{\partial z} S_z(0)^{\text{II}}, \quad C_1 e^{k_z h} + C_2 e^{-k_z h} = S_z(h)^{\text{II}}, \\ C_3 - C_4 &= -\frac{1}{k_x} \frac{\partial}{\partial z} S_x(0)^{\text{II}}, \quad C_3 e^{k_x h} + C_4 e^{-k_x h} = S_x(h)^{\text{II}}. \end{aligned}$$

Разрешая эту систему уравнений относительно неизвестных коэффициентов C_1 , C_2 , C_3 , C_4 , получим

$$\begin{aligned} C_1 &= \frac{-\frac{1}{k_z} \frac{\partial}{\partial z} S_z(0)^{\text{II}} e^{-k_z h} + S_z(h)^{\text{II}}}{e^{-k_z h} + e^{k_z h}}; \quad C_3 = \frac{-\frac{1}{k_x} \frac{\partial}{\partial z} S_x(0)^{\text{II}} e^{-k_x h} + S_x(h)^{\text{II}}}{e^{-k_x h} + e^{k_x h}}; \\ C_2 &= \frac{\frac{1}{k_z} \frac{\partial}{\partial z} S_z(0)^{\text{II}} e^{k_z h} + S_z(h)^{\text{II}}}{e^{-k_z h} + e^{k_z h}}; \quad C_4 = \frac{\frac{1}{k_x} \frac{\partial}{\partial z} S_x(0)^{\text{II}} e^{k_x h} + S_x(h)^{\text{II}}}{e^{-k_x h} + e^{k_x h}}. \end{aligned}$$

Решение для первичного поля имеет вид

$$\begin{aligned} S_z(z)^{\text{II}} &= A e^{-k_z |z-z_s|}; & S_x(z)^{\text{II}} &= B e^{-k_x |z-z_s|}; \\ \frac{\partial}{\partial z} S_z(z)^{\text{II}} &= -k_z A e^{-k_z |z-z_s|} \operatorname{Sign}(z-z_s); & \frac{\partial}{\partial z} S_x(z)^{\text{II}} &= -k_x B e^{-k_x |z-z_s|} \operatorname{Sign}(z-z_s); \\ \frac{\partial}{\partial z} S_z(0)^{\text{II}} &= k_z A e^{-k_z |z_s|}; & \frac{\partial}{\partial z} S_x(0)^{\text{II}} &= k_x B e^{-k_x |z_s|}, \end{aligned}$$

где $A = A(\omega)$ и $B = B(\omega)$ - амплитуды первичного поля, включающая как начальные условия, так и форму импульса источников упругого поля внутри слоя, z_s – координата сосредоточенного источника внутри слоя $0 < z_s < h$.

Подставляя выражения для первичного поля в полученные решения, поле на поверхности земли будет описываться следующими выражениями

$$\begin{aligned} S_z &= C_1 + C_2 = A \frac{-e^{-k_z |z_s|} (e^{-2k_z h} - 1) + 2e^{k_z |z_s|} e^{-2k_z h}}{e^{-2k_z h} + 1}; \\ S_x &= C_3 + C_4 = B \frac{-e^{-k_x |z_s|} (e^{-2k_x h} - 1) + e^{-k_x |h-z_s|} e^{k_x h}}{e^{-2k_x h} + 1}. \end{aligned}$$

Предполагая, что источник находится на подошве слоя $z_s = h$, получим

$$\begin{aligned} S_z &= A \frac{-e^{-k_z |h|} (e^{-2k_z h} - 1) + 2e^{k_z |h|} e^{-2k_z h}}{e^{-2k_z h} + 1} = A \frac{e^{k_z h} - e^{-k_z |h|} (e^{-2k_z h} - 1) + 2e^{k_z |h|} e^{-2k_z h}}{e^{-2k_z h} + 1} = A \frac{-e^{-2k_z h} + 3}{e^{-k_z h} + e^{k_z h}}, \\ S_x &= B \frac{-e^{-k_x |h|} (e^{-2k_x h} - 1) + e^{k_x h}}{e^{-2k_x h} + 1} = B \frac{e^{k_x h} - e^{-k_x |h|} (e^{-2k_x h} - 1) + e^{k_x h}}{e^{-2k_x h} + 1} = B \frac{-e^{-2k_x h} + e^{2k_x h} + 1}{e^{-k_x h} + e^{k_x h}}. \end{aligned}$$

Резонанс (равенство нулю знаменателя) наступает при $ch(k_z h) = 0$ и $ch(k_x h) = 0$, откуда следует

$$\text{Im}(k_z h) = \pi n \text{ и } \text{Im}(k_x h) = \pi n, n - \text{нечетное целое число.}$$

В идеальном случае $|S_x| \rightarrow \infty$ и $|S_z| \rightarrow \infty$. Таким образом, в однородном слое, залегающем на акустически-жестком основании в отсутствии поглощения, может наблюдаться резонанс бесконечной амплитуды и бесконечным набором резонансных частот. Иначе говоря, рассмотренная модель при условии $z_s = h$ будет обладать максимальными резонирующими свойствами. Применим эту модель к решению задачи пассивной сейсморазведки по определению толщины слоя и глубин залегания границ. В качестве практического примера рассмотрим результаты исследований верхней части геологического разреза в районе Кленового бульвара г. Москвы [2]. Измерения микросейсм проводились с помощью аппаратурного комплекса «Дельта 03-м» производства ООО «ЛОГИС» г. Раменское с использованием трехкомпонентных акселерометров. Комплекс позволяет проводить измерения динамических полей в частотном интервале 0-200 Гц. Полевые записи представлены на **рис. 1**.

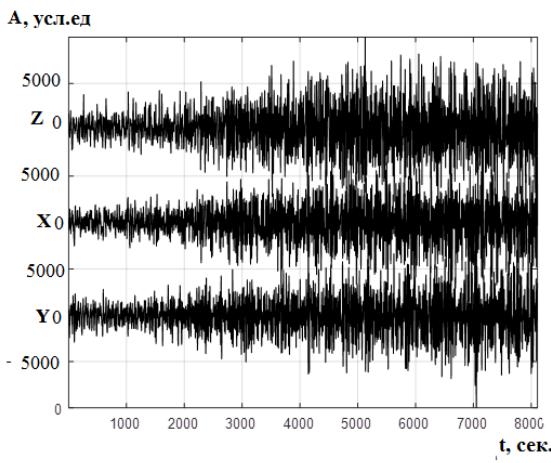
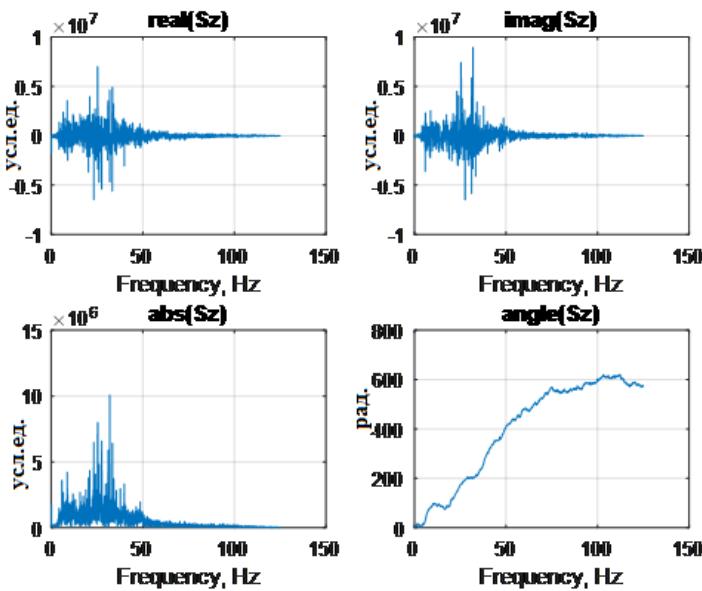


Рис. 1. Запись сейсмических сигналов в пассивном режиме. Снизу – вверх компоненты x , y , z вектора ускорения смещения $\tilde{\mathbf{S}} = i\tilde{S}_x + j\tilde{S}_y + k\tilde{S}_z$

Преобразование Фурье вертикальной компоненты вектора смещения \tilde{S}_z представлен на **рис. 2**. Для остальных компонент вектора смещения результаты обработки здесь и далее не приводится.



Real – действительная часть спектра,
Imag – мнимая часть спектра,
abs – модуль спектра,
angle – фаза спектра

Рис. 2. Спектр вертикальной компоненты скорости вектора смещения \tilde{S}_z

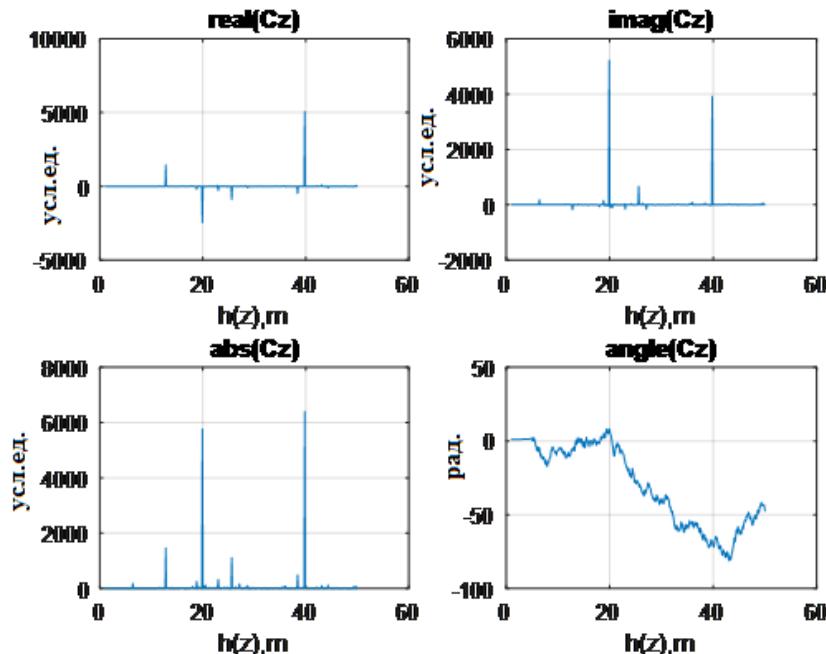
Исходя из вида спектральных характеристик, и была выбрана модель среды в качестве аппроксимирующей, которая основана на слое, где должны быть максимально выраженные резонирующие эффекты. Конкретные упругие параметры слоя, которые использовались для расчета сейсмического поля аппроксимирующей модели: $Vp=400 \text{ м/с}$ - скорость продольных волн, $Vs=Vp/1.7 \text{ м/с}$ - скорость поперечных волн, $\rho=2700 \text{ кг/м}^3$ – плотность. Они были взяты из результатов скважинных исследований. Результаты корреляции реальных данных и результата решения для аппроксимирующего слоя в зависимости от толщины представлены на **рис. 3.** Коэффициент корреляции вычислялся как ненормированный по формуле:

$$C_z(h) = \int_{\omega_1}^{\omega_2} S_z(\omega) \tilde{S}_z(\omega, h) d\omega ,$$

где ω_1 - минимальная частота спектра, ω_2 - максимальная частота спектра (согласно теореме Котельникова), h - толщина аппроксимирующего слоя, изменяющаяся в пределах $1 \text{ м} < h < 50 \text{ м}$ с шагом $\Delta h = 0.1 \text{ м}$. Соответственно, для остальных компонент:

$$C_y(h) = \int_{\omega_1}^{\omega_2} S_y(\omega) \tilde{S}_y(\omega, h) d\omega \quad \text{и} \quad C_x(h) = \int_{\omega_1}^{\omega_2} S_x(\omega) \tilde{S}_x(\omega, h) d\omega .$$

Не нормированный коэффициент корреляции – критерий совпадения экспериментальных данных и аппроксимирующей модели.



Real – действительная часть коэффициента корреляции,
Imag – мнимая часть коэффициента корреляции,
abs – модуль коэффициента корреляции,
angle – фаза коэффициента корреляции

Рис. 3. Коэффициент корреляции $C_z(h)$ в зависимости от толщины аппроксимирующего слоя h

Коэффициенты $C_x(h)$, $C_y(h)$ связаны с поперечными волнами, коэффициент $C_z(h)$ с продольными волнами.

Точка наблюдения сейсмического поля в пассивном режиме находилась на устье водонаполненной скважины, в которой был проведен сейсмоакустический каротаж с электрическим источником и приемником давления [3, 4]. Результаты каротажа в виде значений скоростей распространения поперечных Vs , продольных Vp волн и их отношения Vs/Vp в зависимости от глубины представлены на **рис. 4.**

Рассмотрение **рис. 3 и 4** как результата сравнения позволяет сделать следующие выводы:

1. Большинство наиболее заметных максимумов на результатах обработки пассивной сеймики с использованием резонансного метода аппроксимации совпадает или близки по глубинам с границами раздела в разрезе по данным каротажа.

2. Множество локальных максимумов на **рис. 3** могут быть связаны с границами раздела в мелкослоистой верхней части разреза.

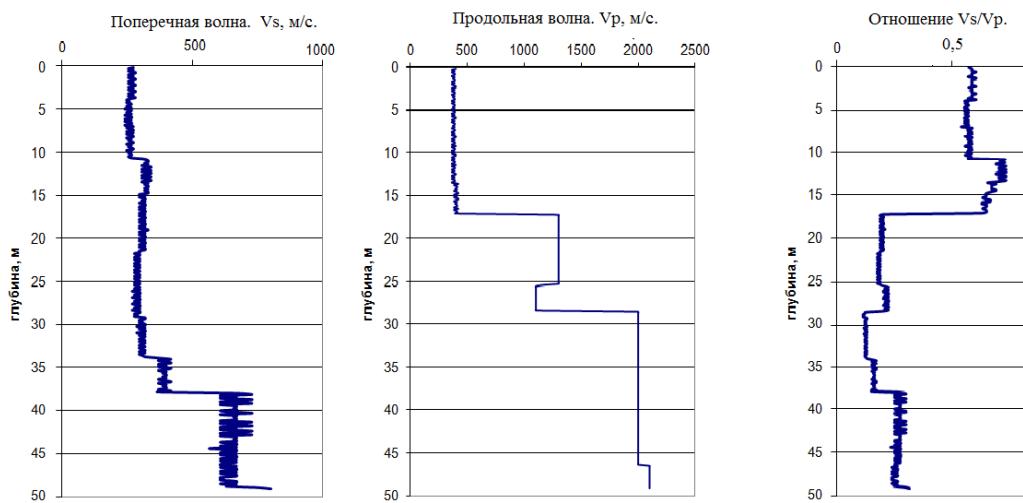


Рис. 4. Результаты сейсмоакустического каротажа водонаполненной скважины

Из анализа результатов проведенных исследований следует, что в среде формируются резонансные эффекты. Пики в спектре сейсмических сигналов могут быть объяснены только с позиций резонансных эффектов в среде.

Характеристики источников при регистрации микросейсмического фона неизвестны, в силу чего решения прямой задачи для слоистой среды невозможно в постановке краевых задач, задач с начальными условиями и, соответственно, с контролируемым источником. В связи с чем, возможность математического моделирования сейсмического поля в методе пассивной сейсморазведки отсутствует. Задача об исследовании источников сейсмического поля в пассивной сейсморазведке представляет отдельную проблему.

Заключение. Таким образом, рассмотрен способ обработки данных пассивной сейсморазведки на основе модели слоя, для которого наиболее ярко проявляются резонансные свойства. Данная задача актуальна для изучения верхней части геологического разреза на урбанизированных территориях с целью обоснования строительства различных объектов. Результатом обработки является некоторое соответствие между наблюденным сейсмическим полем и результатом решения прямой задачи теории упругости для резонансного слоя. Максимумы этого коэффициента коррелируют с границами раздела упругих слоев, что позволяет выделять в зоне малых скоростей промежуточные слои и прослойки. Данный подход может быть использован для решения задач сейсмологии.

Литература.

1. Nakamura Y. A Method for dynamic characteristic estimation of subsurface using microtremor on the ground surface // Quarterly report of Railway Technical Research Institute. 1989. V. 30. № 1. - P. 25–33.
2. Александров П.Н., Владов М.Л. К теории пассивной сейсморазведки. // Вопросы инженерной сейсмологии, 2023, Т.50, №1. - С.71-83.
3. Уайт Дж.Э. Возбуждение и распространение сейсмических волн. Пер. с англ. О.В.Павловой и С.В.Гольдина. Редактор пер. Н.Н. Пузырев - М.: Недра, 1986. - 261с.
4. Электроискровой источник упругих волн для целей наземной сейсморазведки / Калинин А.В., ред. М.: МГУ, 1989. - 93 с.

ФОРМАЦИОННАЯ ПРИНАДЛЕЖНОСТЬ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ МОХОВСКОГО ТИПА (ХОПЕРСКИЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ БЛОК)

Альбеков А.Ю., Гончарова Л.В., Белых К.В., Гунькина А.В.

Воронежский государственный университет, г. Воронеж, Россия

Моховская интрузия расположена в пределах Аннинско-Садовского участка Воронежского кристаллического массива в пределах Хоперского тектонического блока, в восточной части Воронежской административной области.

Титаноносные крупнокристаллические породы слагают ряд небольших по размерам (до 0.8-1.0 км²) крутопадающих интрузивов, располагающихся в южной части Аннинского рудного района с известными сульфидными платиноидно-медно-никелевыми и платиносодержащими хромитовыми рудопроявлениями [1]. Опорной скважиной для Моховской интрузии является скважина 7304, глубиной 402.0 метра (рис. 1). Скважина вскрыла роговообманковые диориты, первоначально описываемые как «титаномагнетитовое рудное габбро». Рудная зона составила 38.8 метра (от 279.9 до 318.7 м по керну скважины) [1].

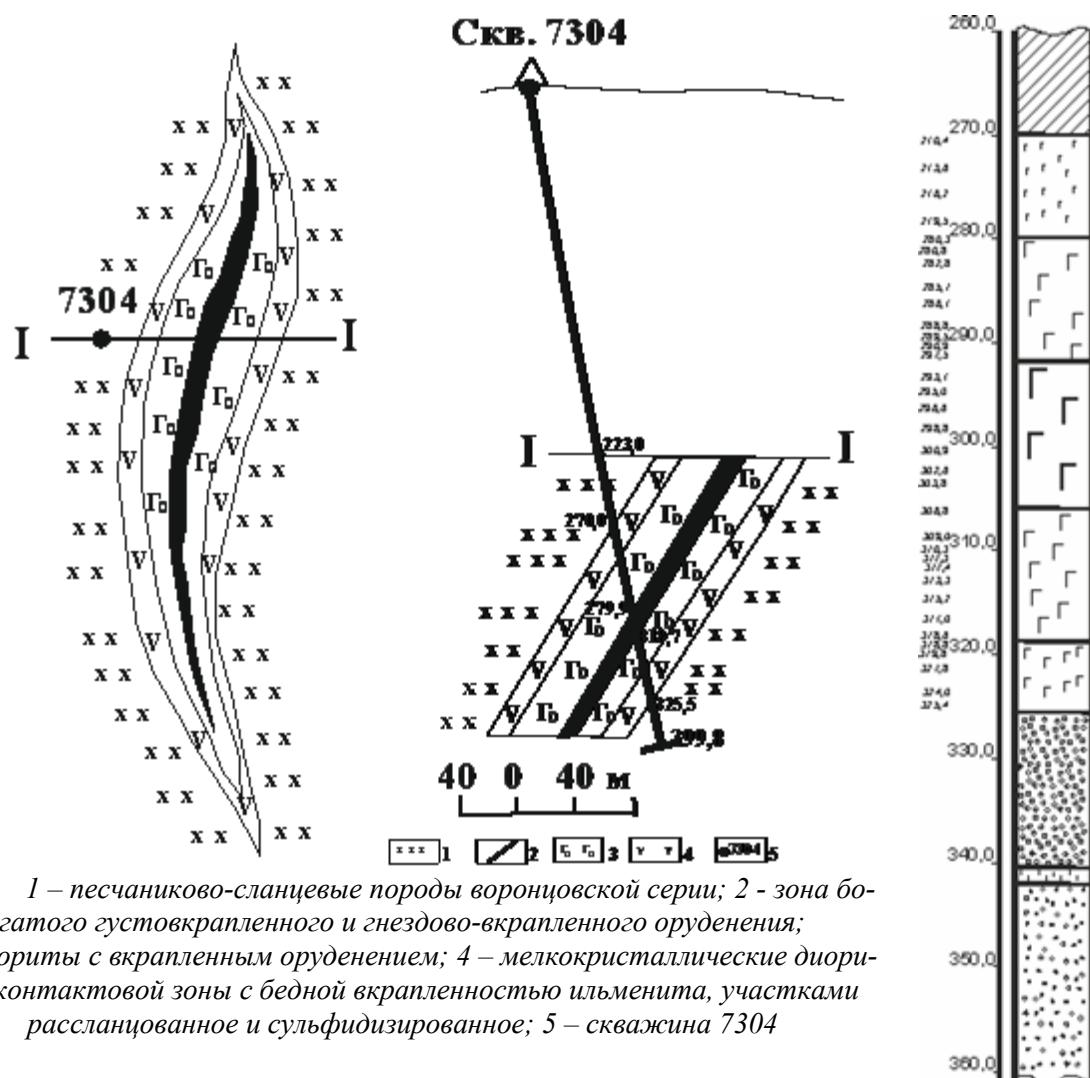


Рис. 1. Геологическая схема Моховской интрузии (по [1]) и колонка скважины 7304

Мелкокристаллические массивные темно-серые диориты верхней части разреза плавно переходят к среднекристаллическим с редкой (2-3% объема породы) вкрапленностью ильменита. На глубине 279.9-291.8 м диорит от средне до крупнокристаллического с вкрапленностью ильменита от 3-5% в начале интервала до 10-15% в конце. Вкрапленники располагаются, как правило, в контакте плагиоклазов с кристаллами роговой обманки. На глубине 291.8-305.7 м диориты крупнокристаллические с титаномагнетитом и сульфидами. Количество рудных минералов непостоянно по интервалу и колеблется от 8-10, до 15-20% объема породы. При этом половина их представлена ильменитовой ассоциацией, а половина приходится на сульфиды. Среди сульфидов преобладает пирротин, в подчиненных количествах отмечены пирит и халькопирит.

Ниже 305.7 диориты снова переходят в средне- и тонкокристаллические приконтактовые разности с неравномерно распределенной вкрапленностью ильменита и сульфидов. Количество рудных минералов не более 3-4% объема породы.

Петрографическое изучение пород массива позволяет выделить два типа диоритов: лейкократовые и мезократовые. Главными породообразующими минералами в них будут являться плагиоклазы (An_{32-46}), амфиболы (роговая обманка); второстепенными биотит (флогопит₅₀₋₆₀-аннитового₃₈₋₄₀ состава) и кварц (до 2%), вторичными и акцессорными апатит, синхенит, сфен, серицит, гранат, хлорит, эпидот. Различаться эти породы будут процентным содержанием главных минералов. Так лейкократовые сложены преимущественно плагиоклазом (55-60%), с подчиненным количеством роговой обманки (около 30%). Мезократовые породы состоят в основном из амфиболов (50-60%) и меньшего количества плагиоклазов (30%). Так же наблюдается различное распределение второстепенных и акцессорных минералов в зависимости от типа породы.

Амфиболы двух типов, отличающиеся морфологией, величиной двупреломления и степенью плеохроизма. В верхней части разреза наблюдаются амфиболы первого типа в проходящем свете слабо окрашенные, плеохроирующие в зеленых тонах, форма их зерен преимущественно ксеноморфная. У некоторых зерен выражена спайность в одном направлении, либо угол между трещинами спайности составляет 55-56°. В скрещенных николях минерал анизотропный, с оранжево-буровой окраской второго порядка. Удлинение положительное, погасание косое ($cNg=11-12$ градусов), схема абсорбции прямая. По составу относится к чермакиту.

С глубины 282.8 м наблюдаются зерна амфиболов второго типа в проходящем свете с зональным строением. В центре зерна светло-зеленого цвета, по краям - ярко-зеленого. Центральная часть зерна слабо плеохроирует в зеленых тонах, в ней сосредоточены мелкие редкие вкрапленники рудного минерала. По составу относятся к магнезиальным роговым обманкам. Периферийная часть, чермакит зеленого цвета, плеохроирует от зеленого до синевато-зеленого, здесь заметна спайность. В целом рельеф зерна высокий, форма неправильная. В конце рудного интервала наблюдается уменьшение интенсивности окраски у амфиболов.

Наиболее высокие концентрации рудной минерализации сосредоточены в центральной части интрузивного массива (глубины 290-308 м), в которой количество ильменита достигает 15% объема породы. Совместно с сульфидами он слагает отдельные гнезда и вкрапленники размером от 2-4 до 8-12 мм, располагающиеся внутри агрегатных скоплений роговой обманки или на границе ее кристаллов с плагиоклазом. Наряду с выполнением интерстиционных промежутков, ильменит часто образует тесные графические мирамекитоподобные срастания с роговой обманкой. Реже развиты его обособленные выделения в виде удлиняенно-призматических тонкоигольчатых кристаллов и сыпи мелких ксеноморфных зерен. Постоянными спутниками ильменита являются более поздние по времени кристаллизации сульфиды и реже графит. Среди сульфидов преобладает пирротин, представленный моноклинной модификацией или срастанием двух его фаз. Количественно подчиненными являются пирит (0.5-3.0 %), халькопирит (0.5-1.5 %) и пентландит (3-17 об.%), представленный пламеневидными и клиновидными вростками в пирротине (рис. 2, 3, табл. 1).

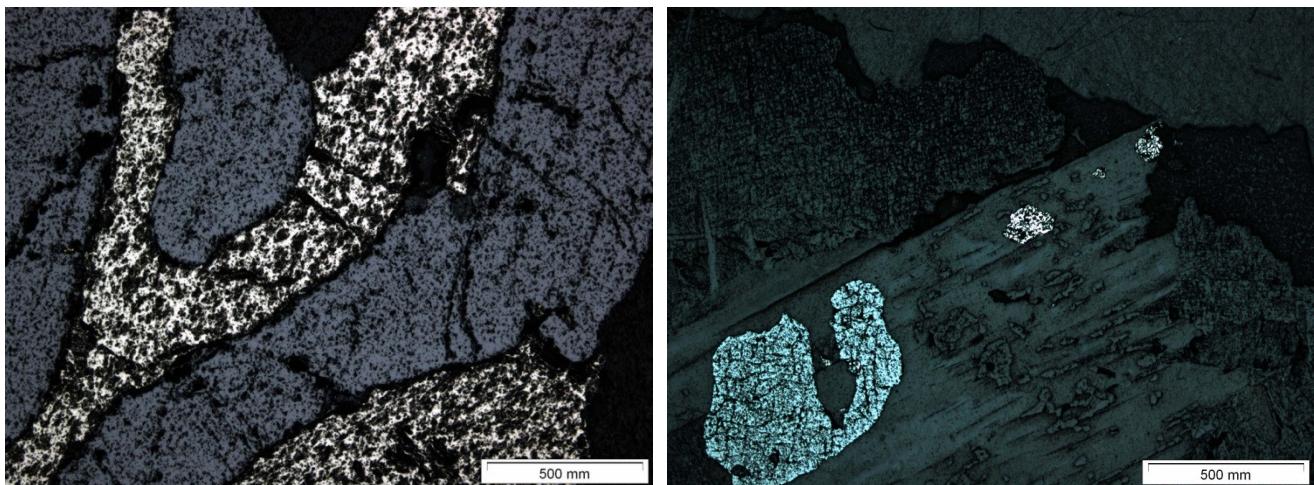


Рис. 2. Рудная минерализация в диоритах Моховского массива. Ильменитом (серый, до 15-20 об.%) и пиритом (светлый до 10-15 об.%). Скважина 7304 глубина 300.5 м

Табл. 1. Состав пирротина и пирита, оценочные значения температуры его кристаллизации

№ образца	Мас.%			Ат.%		$Fe_{I-x}S$	FeS_y	$T^{\circ}C$
	S	Fe	Сумма	S	Fe			
Ш2т8	39.27	59.71	98.98	53.39	46.61	$Fe_{0.873}S$	$FeS_{1.145}$	485.9
Ш2т16	39.02	59.5	98.52	53.32	46.67	$Fe_{0.875}S$	$FeS_{1.142}$	465.4
Ш2т25	39.77	60.69	100.46	53.3	46.7	$Fe_{0.876}S$	$FeS_{1.141}$	457.4
Ш5т15	39.46	60.59	100.05	53.15	46.85	$Fe_{0.881}S$	$FeS_{1.134}$	410.1
Ш9т5	39.68	60.33	100.01	53.4	46.6	$Fe_{0.873}S$	$FeS_{1.146}$	489.1
Ш9т10	39.44	60.08	99.52	53.35	46.65	$Fe_{0.874}S$	$FeS_{1.144}$	473.2
Ш9т11	39.46	60.42	99.88	53.22	46.78	$Fe_{0.878}S$	$FeS_{1.138}$	432.1
Ш9т12	39.11	60.28	99.39	53.06	46.94	$Fe_{0.885}S$	$FeS_{1.130}$	381.9
Пириты								
Ш1т8	51.33	48.67	100.00	64.75	35.25		$FeS_{1.837}$	
Ш1т12	51.32	48.58	99.90	64.79	35.21		$FeS_{1.84}$	
Ш9т13	50.44	48.97	99.41	64.21	35.79		$FeS_{1.794}$	

Образование вкрашенных и гнездово-вкрашенных ильменитовых руд в крупнокристаллических рогообманковых породах моховского типа Н.М. Чернышов относил [1] к позднемагматическому процессу.

Формирование в процессе кристаллизации только ильменита в тесной ассоциации с амфиболом без выделения титаномагнетита свидетельствует, что в остаточном магматическом расплаве на стадии становления интрузии при значительной концентрации титана преобладало двухвалентное железо. Наличие последнего препятствовало образованию магнетита и захвату в его решетку ильменита. С более поздней стадией связано образование сульфидного парагенезиса, при этом зоны сульфидизации ильменитовых руд, как установлено в других регионах, являются наиболее перспективными и требуют специализированных исследований [1].

Породы Моховской интрузии характеризуются повышенной магнезиальностью от 5.08 мас % MgO в титаноносных рогообманковых породах до 37.65 мас % MgO в рогообманковых диоритах с бедной вкрапленностью ильменита при сравнительно низких содержаниях SiO_2 (от 36.46 мас % в титаноносных рогообманковых диоритах до 49.28 мас % в рогообманковых диоритах с бедной вкрапленностью ильменита), повышенным количеством FeO (до 24.85 мас % в титаноносных диоритах) и TiO_2 (среднее содержание 4.26 мас % врудовмещающих диоритах Моховской интрузии, в то время как в диоритах по Виноградову

содержание TiO_2 не должно превышать 0.9%, умеренной щелочностью при значительном преобладании Na_2O над K_2O [1].

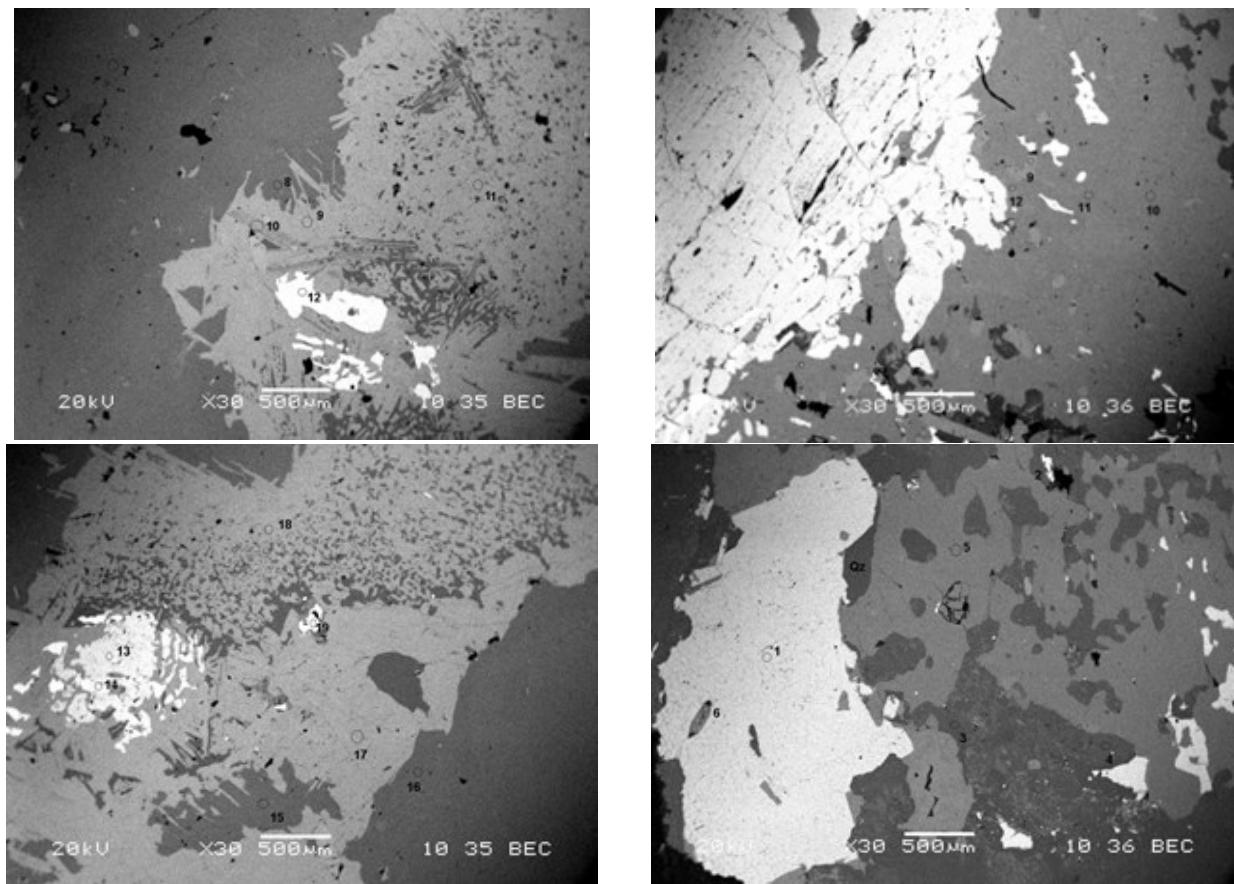


Рис. 3. Фото рудных минералов в отраженных электронах. Пириты (яркие) не содержат примесей. Ильменит (серый) содержит от 49.9 до 51.6 мас% TiO_2 и до 1.2 мас% MnO . Скважина 7304 глубина 300.5 м

По специфическим минералого-петрографическим и петрохимическим особенностям «титаноносные габброиды» были выделены Н.М. Чернышовым в моховской тип, вероятно, завершающих становление сложной по составу многофазной дунит-перidotит-пироксенит-габбронорит-габбровой рудоносной формации (мамонский комплекс) [1].

Однако, принимая во внимание составы и соотношения породообразующих минералов, а также проводя сравнительный анализ описанных пород с эталонными породами, граничные критерии которых определены Петрографическим кодексом [2, таблица 10] мы приходим к выводу, что изученные породы необходимо относить к петрографическому виду «диорит». Пониженные концентрации кремнезема, которые наблюдаются в силикатных химических анализах, возможно, объясняются повышенными концентрациями титана и железа, которые пропорционально уменьшают количество кремнезема в анализе породы.

Выявленная рудная минерализация отнесена к двухкомпонентной окиснорудно-сульфидной формации. Причем ее формирование происходит, вероятно, в два этапа – ильмениты формируются из магматического расплава при первичной кристаллизации пород, а сульфиды, возможно, являются продуктами вторичных гидротермальных наложенных процессов. Обоснованием их наличия являются следующие доказательства.

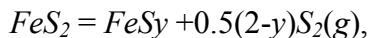
1. Определение ликвидусных температур кристаллизации плагиоклазов ($1149^\circ C$) и ильменита ($978^\circ C$) произведенное путем моделирования в программном комплексе COMAGMAT-5 [3] показывает их формирование на этапе магматической кристаллизации пород массива.

2. Полученная микрозондовым рентгеноспектральным анализом информация о составах существующих плагиоклазов и амфиболов позволяет произвести расчет температур и давлений их формирования по амфибол-плагиоклазовому геотермобарометру [4]. Выделяются два поля распределения вариационных точек. Первое поле с температурами более 700 градусов Цельсия при давлении около 5 кбар, отвечающих наиболее основным плагиоклазам и центральным зонам магнезиальных роговых обманок. Данные точки, вероятно, приближены к первичной кристаллизации пород в ходе магматического процесса. Второе поле вариационных точек характеризуется температурой около 400 градусов Цельсия при давлении около 2 кбар и вероятно дают информацию о *P-T* параметрах наложенного рудогенерирующего процесса.

3. Выявленный в ходе проведенных исследований синхизит в большинстве случаев имеет гидротермальное происхождение. К.А. Савко с соавторами [5] оценивает температуры его устойчивого существования в диапазоне 350-550°C.

4. Формирование в ходе наложенного процесса щелочных полевых шпатов (выявленных в породах микрозондовым рентгеноспектральным методом ортоклаза и альбита), также позволяют оценить температуру их формирования. Метаморфогенный альбит устойчив при температуре гидротермального раствора не выше 500°C, а ортоклаз устойчив при температурах в интервале 500° и 300°C.

5. Расчет температурной кристаллизации существующих сульфидных фаз – пирротина и пирита. Согласно фазовой диаграмме *Fe-S* [6] в интервале температур 250-743°C устойчива ассоциация пирита с пирротином, образующаяся по реакции:



при этом вариации «y» ограничены интервалом: $1 < y < 1.23$. Все расчеты приведены в табл. 1 дают интервал совместной кристаллизации 380-490°C.

Таким образом, рудная минерализация крупнокристаллических диоритов Моховской интрузии относится не к характерному для магматитов окиснорудному типу, а формируется в ходе наложенного гидротермального или метасоматического процесса при давлении около 2 кбар и интервале температур 380-490 градусов Цельсия, образуя комплексный сульфидно-окиснорудный тип.

Результаты исследований частично получены на оборудовании Центра коллективного пользования Воронежского государственного университета. URL: <http://ckp.vsu.ru>

Литература.

- Чернышов Н.М. Платиноносные формации Курского-Воронежского региона (Центральная Россия). Воронеж: Изд-во Воронежского государственного университета. - 2004. - 618 с.
- Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Издание 2. Под редакцией О.А. Богатиков, О.В. Петров, Л.Н. Шарпенок. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 2008. - 203 стр.
- Alexey A. Ariskin, Kirill A. Bychkov, Georgy S. Nikolaev and Galina S. Barmina The COMAGMAT-5: Modeling the Effect of Fe–Ni Sulfide Immiscibility in Crystallizing Magmas and Cumulates Journal of Petrology, 2018, Vol. 59, No. 2, 283–298
- Blundy J.D., Holland T.J.B. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. // Contrib. Mineral. and Petrol., 1990. V.104. N. 2. P. 208–224
- Савко К.А., Кории Е.Х., Пилигин С.М. Метаморфические реакции образования REE-минералов в углеродистых сланцах Тим-Ястребовской структуры, Воронежский кристаллический массив // Вестник ВГУ, Серия: Геология, 2009, № 2 - С. 93-109
- Пальянова Г.А., Сазонов А.М., Журавкова Т.В., Сильянов С.А. Состав пирротина как индикатор условий минералообразования на золоторудном месторождении Советское (Енисейский кряж, Россия) // Геология и геофизика, 2019 №9 - С. 934-954.

МОДЕРНИЗАЦИЯ ЭМПИРИЧЕСКОГО МЕТОДА РАСЧЕТА СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЗДЕЙСТВИЙ

Аптикаев Ф.Ф.

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

Аннотация. Проведено сравнение теоретического и эмпирического методов прогноза параметров сейсмического движения грунта, охарактеризованы их преимущества и недостатки. С использованием обоих методов с учетом теории размерности и подобия уточнены формулы для оценки параметров сильных движений грунта. Полученные соотношения представляют собой модернизацию разработанного ранее эмпирического метода расчета сейсмических воздействий. Для каждого корреляционного соотношения указаны соответствующие стандартные отклонения, характеризующие точность полученных формул. Полученные результаты изменили существующие представления о генерации и распространении сейсмических волн. На основе проведенного исследования сделан вывод о том, что при распространении сейсмических колебаний существуют три зоны с различными зависимостями параметров сейсмического движения грунта от механизма очага, расстояния и грунтовых условий. Установлено, что размеры очага совпадают с размерами ближней зоны. Очаг колеблется, как некоторое тело, поэтому методы оценки физико-механических свойств грунта при предположении о проходящих волнах дают неверные результаты.

Чтобы оценить сейсмическую опасность и рассчитать способность проектируемого здания противостоять будущим землетрясениям, необходимо знать ожидаемые параметры сейсмического движения грунта. Такую информацию можно получить двумя способами – эмпирическим и теоретическим. Недостатком первого метода является необходимость наличия густой сети станций сильных движений и продолжительный срок наблюдений. В нашей стране такие условия пока отсутствуют, хотя в строительных нормах допускается наличие записей сильных движений не то, что в регионе, но и непосредственно на строительной площадке. Приходится пользоваться мировыми данными. Статистическим оценкам главной характеристики сейсмических воздействий – ускорениям грунта – соответствуют стандартные отклонения около 0.4 единицы десятичного логарифма для мировой выборки, 0.3 для региональной выборки и 0.2 для отдельного землетрясения в лучшем случае. Очевидно, последняя оценка характеризует предельную точность эмпирических оценок. Другой особенностью эмпирических оценок является их приближенность, вызванная рядом факторов, нам неизвестных.

Погрешность теоретических оценок связана с нарушениями условий подобия [1]. Условия подобия заключаются в том, что с увеличением энергии рассматриваемого процесса закономерным образом изменяются величины, имеющие размерности массы, расстояния, времени и комбинации этих величин. Однако в реальности масса в очаге и масса зданий не изменяются. Некоторые величины, например, магнитуда, используемые в расчетах, специально определены с нарушениями правил теории размерностей и подобия, дабы форма кривой затухания амплитуд с расстоянием не зависела от магнитуды землетрясения, а отражала внутреннее строение среды. В определении магнитуды референтное расстояние – 100 км – фиксировано и не изменяется вместе с энергией сейсмического источника. Да и размерность магнитуды в основе отличается от размерности энергии. Тем не менее, эмпирически установлено, что на практике магнитуда вполне пропорциональна энергии. Аналогичные ситуации существуют в определениях спектров, продолжительности колебаний и других характеристиках сейсмических воздействий. Естественно, наиболее точные результаты можно получить при совместном использовании обоих методов. Отметим, что существуют погрешности, связанные с выбором моделей рассматриваемого процесса, и свойственные обоим методам. Например, обычно закон затухания амплитуд принимается одинаковым для всех расстояний. Однако различным признакам в инженерном диапазоне (7-9 баллов) надежно выделяются три зоны – разломная, ближняя и дальняя [2-5]. В каждой зоне эмпирическим путем установ-

лены различные законы затухания и зависимости параметров сейсмических колебаний от расстояния, механизма очага и грунтовых условий. Если не учитывать особенности различных зон, то полученные эмпирические уравнения будут зависеть от количества данных в каждой зоне. Полученные различия объясняют региональными особенностями. Если рассматривать особенности параметров колебаний в каждой зоне раздельно, никаких региональных особенностей не наблюдается.

По правилам теории размерностей и подобия коэффициент при магнитуде для преобладающих периодов колебаний должен быть равен 1/3. Но эмпирические данные не подтверждают такую зависимость (см. формулу (1)):

$$\lg T_0 = 0.17M - 1.56. \quad (1)$$

Вследствие нарушения условий подобия этот коэффициент может принять близкое наблюдаемому значение 1/6. Принимая это значение, получаем уравнение (2):

$$\lg T_0 = M/6 - 1.53. \quad (2)$$

В дальней зоне уравнение имеет другой вид (3):

$$\lg T_0 = M/6 + 0.25(\lg R - M/3) - 1.73 + C \pm 0.20, \quad (3)$$

где $C = -0.05$ для грунтов 1-й категории, 0.0 - для грунтов 2-й категории и 0.1 для грунтов 3-й и 4-й категорий.

Другой пример приведем для продолжительности колебаний, мерой которой является ширина импульса, определенная как интервал времени, в течение которого амплитуда огибающей колебаний превышает половину максимального значения. Эмпирически для разломной и ближней зон получаем (4):

$$\lg \tau = 0.33M - 1.59. \quad (4)$$

По теоретическим зависимостям уравнение (4) принимает следующий вид (5):

$$\lg \tau = M/3 - 1.61. \quad (5)$$

Разница в значениях пренебрежительно мала.

В дальней зоне на основании теоретических и эмпирических данных получаем зависимость (6):

$$\lg \tau = M/3 - 1.811 + 0.5(\lg R - M/3) + C_e \pm 0.30, \quad (6)$$

где C_e – постоянная, отражающая влияние грунтовых условий: $C_e = 0.00$ для грунтов 1-ой, $C_e = 0.15$ - 2-ой и $C_e = 0.55$ для 3-ей и 4-ой категорий.

С использованием эмпирических данных и теоретических соотношениях для амплитуд ускорений получаем следующие зависимости:

Ускорения в разломной зоне вычисляются по формуле (7):

$$\lg PGA = \lg PGA_0 + 0.4(\lg R - M/3) + 1.2 \pm 0.20, \quad (7)$$

где $PGA_0 = 290, 225$, и $170 \text{ см}/\text{с}^2$ для взбросов, сдвигов и сбросов соответственно. Зависимость от грунтовых условий в этой зоне отсутствует.

В ближней зоне уравнение принимает вид (8):

$$\lg PGA = 1.8 - 0.63(\lg R - M/3) \pm 0.20. \quad (8)$$

При этом, амплитуды не зависят ни от механизма очага, ни от грунтовых условий. Следовательно, приращения интенсивности в разломной и ближней зонах на параметры сейсмических колебаний не влияют. В этих зонах приращение сейсмической интенсивности связано с несущей способностью грунтов. По эмпирическим данным, приращения сейсмиче-

ской интенсивности по своему воздействию делятся на две части – одна связана с увеличением амплитуды ускорения, вторая – с несущей способностью грунта. В очаговой зоне (согокупность разломной и ближней зон) работает только половина приращения, которая снижает несущую способность грунта. Отсчет ведется от скальных грунтов.

Резонансные явления, связанные с грунтами, практически отсутствуют. Слабое затухание говорит о том, что в ближней зоне еще выделяется сейсмическая энергия. Таким образом, получаем определение очага землетрясения, как область выделения сейсмической энергии.

Ускорения грунта в дальней зоне описываются уравнением (9):

$$\lg PGA = C_e - 1.4(\lg R - M/3) \pm 0.20, \quad (9)$$

где C_e - коэффициент, зависящий от типа грунта в точке наблюдения: для грунтов 1-й категории $C_e = 0.748$, для грунтов 2-й категории $C_e = 0.944$ и для грунтов 3-й категории $C_e = 1.140$.

В этой зоне затухание идет по степени выше 1, следовательно, выделением сейсмической энергии в этой зоне можно пренебречь. Таким образом, граница между ближней и дальней зонами является границей очаговой области. А поскольку и продолжительность, и преобладающий период колебаний не зависят от расстояния, приходится считать, что очаг можно рассматривать как излучатель - тело, колеблющееся как единое целое. Поэтому и грунтовые условия (относительно небольшой слой с одной стороны очага), не оказывают заметного влияния на спектральные особенности излучаемых волн. Программы для определения резонансных свойств грунта основаны на предположении, что исследуются проходящие волны. Поэтому результаты использования таких программ неверны. Предпочтительнее использовать результаты статистической обработки реальных спектров ответа, зарегистрированных на свободных грунтах. Эмпирически показано, что слабое влияние грунтовых условий заметно только в дальней зоне.

Выводы. В инженерном диапазоне ($6 < I < 10$) существуют три зоны с различными физико-механическими свойствами. Поэтому при проведении работ по оценке сейсмической опасности параметры сейсмического движения грунта следует оценивать для каждой зоны отдельно.

Разломная и ближняя зоны соответствуют очагу землетрясения, то есть, области, излучающей сейсмическую энергию и колеблющуюся, как единое целое.

Литература.

1. Седов Л.И. Методы подобия и размерности в механике / Л. И. Седов. - 10-е изд., доп. - М.: Наука, 1987. - 430 с.
2. Составление карты детального сейсмического районирования территории Ставропольского края: отчет о НИР в 6 томах. - М.: ОИФЗ, 1996. - Т. 6. - 269 с.
3. Aptikaev F., Erteleva O. Features of seismic waves propagation near fault. [Электронный ресурс] // Proc. XXIV IUGG General Assembly (Perugia, July, 2 – 13, 2007). - Presentation 6374. - USMA, 2007. - ISBN 978-88-95852-25-6 - URL:<http://www.iugg.org/assemblies/2007perugia/> (дата обращения 20.08.2023)
4. Graizer V.M., Kalkan E. Ground Motion Attenuation Model for Peak Horizontal Acceleration from Shallow Crustal Earthquakes // Earthquake Spectra. - 2007. - V. 23, № 3. - Pp. 585 – 613. - DOI: 10.1193/1.2755949
5. Эртелева О.О. Прогнозные сейсмические воздействия // Материалы четвертой научно-практической конференции “Инженерная сейсморазведка и сейсмология 2022” (23 – 25 марта 2022 г., г. Москва). / под ред. к.т.н. М.Р. Садуртдинова, к.ф.-м.н. М.С. Судаковой. – М.: Издательский дом Академии Естествознания, 2022. – 132 с. – ISBN 978-5-91327-738-1 - С. 26 – 30.

ВАРИАЦИИ БЛОКОВОЙ СТРУКТУРЫ ЗАПАДНОГО ПРИКАСПИЯ И СКОРОСТЬ ВРАЩЕНИЯ ЗЕМЛИ

Аптикаева О.И.

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

Аннотация. Рассмотрены вариации блоковой структуры района Западного Прикаспия и близлежащих территорий в связи с реализацией нескольких наиболее значительных землетрясений, включая Черногорское 1976 г. и Каспийское 2000 г. Представления о блоковой структуре основаны на распределении неоднородностей поля поглощения. Отмечено, что набор блоков, вовлеченных в процесс реализации каждого рассмотренного события, определяет в каждом конкретном случае состояние объекта исследований и его способность адаптироваться к воздействиям внешних факторов планетарного масштаба, например, вариациям скорости вращения Земли.

Введение. По результатам изучения поля поглощения методом короткопериодной коды в ряде сейсмоактивных районов и очаговых зон сильнейших землетрясений были выделены изометричные в плане зоны слабого поглощения (блоки) и линейные зоны сильного поглощения (ослабленные зоны) [1, 2]. Анализ периодов активизации сейсмичности (с учетом положения блоков и ослабленных зон) позволил выявить короткие периодичности этого процесса, некоторые из которых свойственны и вариациям скорости вращения Земли, что говорит о существовании связи между сейсмичностью и вариациями скорости вращения Земли (либо иного внешнего фактора, индикатором которого она является) [2].

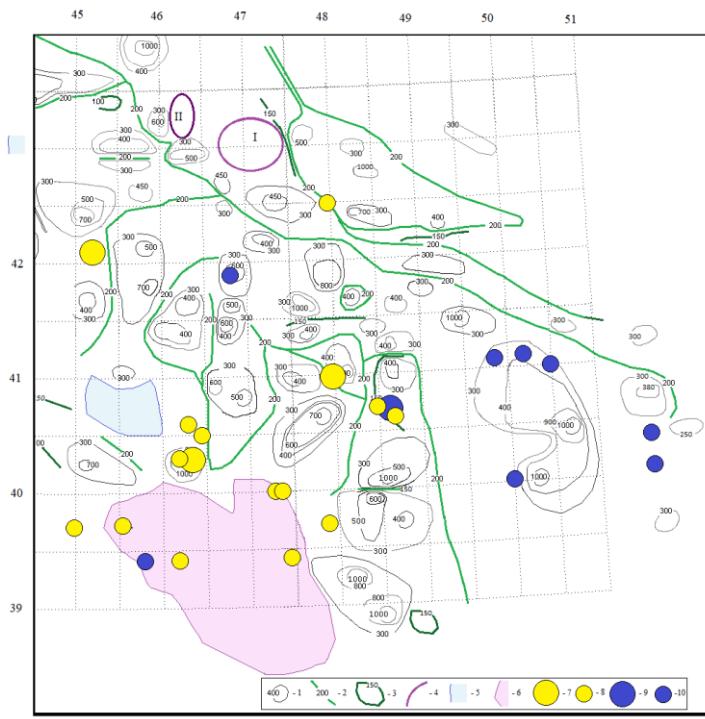
В данном исследовании аналогичный анализ, начиная с изучения поля поглощения методом короткопериодной коды, проводился для района Западного Прикаспия и смежных с ним территорий. Первая карта неоднородностей поля поглощения Кавказа была построена по коде землетрясений, записанных станцией Кисловодск (KIV) сети IRIS [3]. Впоследствии с привлечением записей землетрясений станциями Грузинской и Турецкой сетей карта уточнялась [4]. Появление в 2022 г. в свободном доступе записей землетрясений некоторыми станциями Азербайджанской национальной сети позволило существенно дополнить полученное ранее распределение неоднородностей поля поглощения в верхней мантии, лежащее в основе представлений о блоковом строении района исследований.

Использованные материалы. В конечном счете, для построения карты неоднородностей поля поглощения Кавказа, были использованы записи землетрясений станциями KIV и ABKT (сети IRIS), LGD (сети GO), KARS (сети KO), DSKN, HASN, MV02, MV04 (сети AB), GO02 (сети XA). 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 [1]. В связи с тем, что в работе использовались записи цифровых станций, расположенных в разных азимутах относительно изучаемого района и на разных расстояниях от него, предварительно была проведена оценка однородности обрабатываемой совокупности данных.

В процессе анализа рассматриваемого материала оказалось, что, как и в большинстве сейсмоактивных районов, форма огибающих коды совокупности индивидуальных землетрясений, записанных одной станцией, варьирует в больших пределах, чем форма огибающих коды одного и того же события, записанного разными станциями, а условия под станцией влияют в большей степени на уровень огибающих коды. Поэтому для оценки характеристик поля поглощения использовались огибающие коды землетрясений, записанных любой из упомянутых станций.

Пространственные неоднородности поля поглощения и блоки. В основе представлений о блоковой структуре района Западного Прикаспия и смежных с ним территорий лежит распределение неоднородностей поля поглощения в верхней мантии на глубинах более 200 км. В работе [3] приведены некоторые данные о поле поглощения Кавказа, а также описана структура поля поглощения в верхней мантии очаговых зон сильнейших землетрясений региона: Дагестанского 1970 г., Спитакского 1988 г., Рачинского 1991 г. и Курчалойского 2008 г. В настоящем исследовании база данных существенно расширена, что позволило получить достаточно подробное распределение поля поглощения в районе западного Прикаспия на территориях с относительно высоким уровнем сейсмичности (рис. 1). Как и в большинстве сейсмоактивных районов, поле поглощения поперечных волн здесь представляет собой совокупность высокодобротных блоков и близких к линейным ослабленных зон.

В следствие того, что эпицентры землетрясений распределены по площади района исследований неравномерно, в некоторых зонах, прежде всего на юге исследуемой территории, информация о вариациях поля поглощения отсутствует. В таких случаях границами блоков считались границы зон низкой сейсмической активности в течение продолжительного времени (1962-1991 гг.) или так называемые зоны затишья. Основанием для этого послужило известное положение, что в иерархически построенных блочных средах в течение некоторого времени могут существовать консолидированные блоки, в пределах которых взаимные перемещения составляющих их малых блоков отсутствуют.



- 1-3 – изолинии добротности соответственно $Q>300$; $Q=200$; $Q=150$;
- 4 – очаговые зоны Дагестанского (I) и Курчалойского (II) землетрясений;
- 5, 6 – зоны низкой сейсмической активности в течение 1962-1991 гг.;
- 7, 8 – землетрясения с $M\sim 7.0$ и $M=6.0-6.5$ (исторические);
- 9, 10 - землетрясения с $M\sim 7.0$ и $M=6.0-6.5$ (инструментальные)

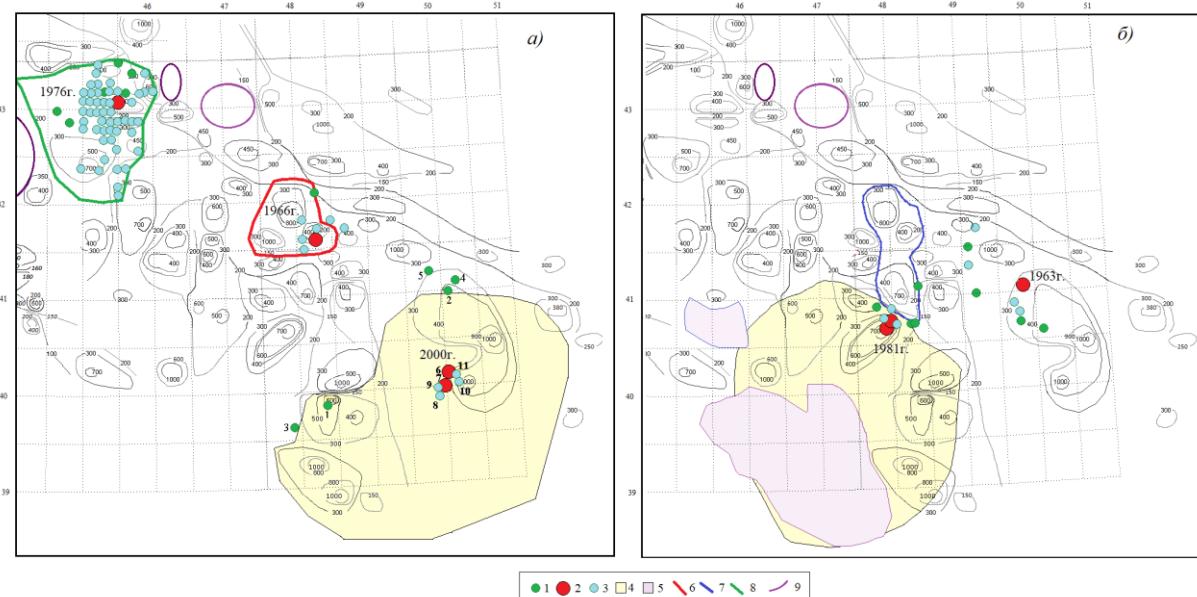
Рис. 1. Распределение поля поглощения Западного Прикаспия и смежных с ним территорий с учетом новых данных

Большинство сильных землетрясений района исследований с $M>6.0$ (рис. 1), как исторических, так и инструментальных, коровье, но они приурочены к границам добротных блоков на глубинах более 200 км. В работе [5] отмечалось, что совокупность факторов, сопровождающих возникновение сильнейших землетрясений Восточного Кавказа, указывает на существование взаимодействия между структурами земной коры и верхов мантии. Об этом свидетельствуют и полученные в настоящей работе результаты – упорядоченная локализация сильнейших землетрясений района исследований относительно неоднородностей поля поглощения на глубинах более 200 км.

Как показывают наблюдения, зоны затишья, как правило, либо совпадают с существующими в течение длительного времени, как единое целое, крупными добротными блоками (тогда их границами являются долгоживущие ослабленные зоны), либо включают в се-

бя несколько более мелких блоков, разделенных короткоживущими ослабленными зонами. Зона затишья, сформировавшаяся перед Черногорским землетрясением 1976 г., включает несколько малых блоков, ее границы совпадают с долгоживущими ослабленными низкодобротными зонами, а ослабленные зоны разделяющие малые блоки проявляются время от времени.

Проанализировав сейсмическую ситуацию в зонах возникновения землетрясений 1966 и 1981 гг. (рис. 2а, б) за год, предшествующий сильным событиям, а также локализацию их афтершоков, можно сказать, что по завершении процесса подготовки этих землетрясений несколько малых блоков объединяются в большие. Причем в состав каждого из них входят два общих для этих землетрясений малых добротных блока. Набор блоков, вовлеченных в процесс реализации каждого произошедшего события, определяет в каждом конкретном случае состояние этого геодинамического объекта и его способность адаптироваться к внешним воздействиям.



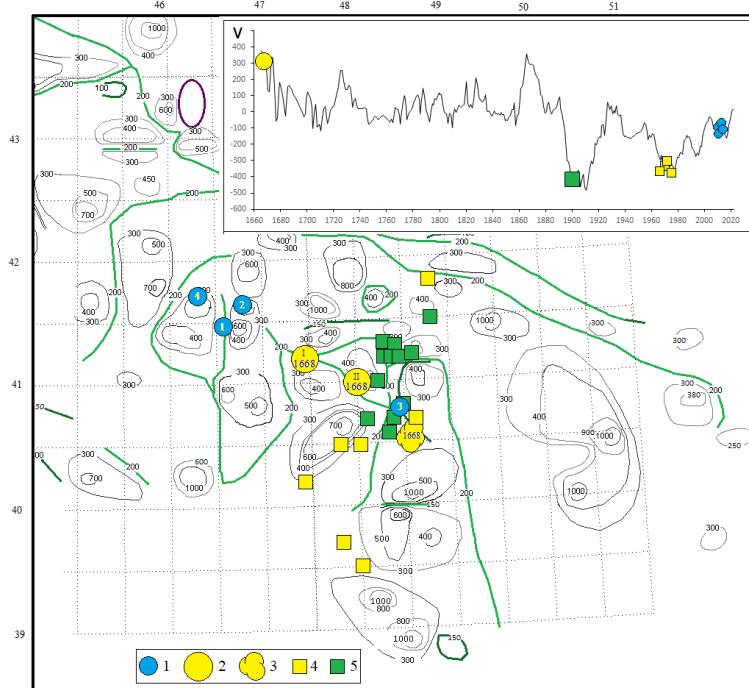
1-3 эпицентры: землетрясений, предшествующих главным событиям, сильных толчков, афтершоков; 4 - зоны затишья землетрясений 25.11.2000 и 27.01.1963; 5 - зоны низкой сейсмической активности в течение 1962-1991 гг.; 6-8 - границы зон затишья перед землетрясениями: 20.04.1966 $K=13.5$, 19.11 и 02.12 1981 г. $K=13$, Черногорского землетрясения 28.07.1976 $M=6.4$; 9 - границы афтершоковых областей Курчалойского 2008 г., Дагестанского 1970 г. и Рачинского землетрясений

Рис. 2. Зоны затишья, сформировавшиеся перед несколькими сильными землетрясениями (а, б)

Проанализируем в том же ключе сейсмическую ситуацию в зоне возникновения Каспийского землетрясений 2000 гг. С начала 1999 г. по март 2000 г. в юго-восточной части района исследований сформировалась обширная зона затишья (рис. 2а), ядром которой можно считать крупный добротный блок в ее восточной части. Кроме него зона охватывает несколько добротных блоков и линейно вытянутую ослабленную зону. С марта по сентябрь 2000 г. по периферии зоны затишья зарегистрировано 5 землетрясений энергетического класса $K>11.0$ (№1-5 на рис. 2а), а 25 ноября в пределах зоны затишья произошли два, следующих друг за другом, сильных ($K=13.5$ и 14.2) землетрясения с близкими эпицентрами (№6, 7 на рис. 2а). Эпицентр главного события и его основные афтершоки (№8-11) локализованы компактно на границе ослабленной зоны и упомянутого выше крупного блока, к которому приурочены эпицентры еще нескольких землетрясений с магнитудой $M=6.0-6.3$ (см. рис. 1), в том числе землетрясение 27.01.1963 ($M=6.2$). Перед этим событием также сформировалась зона затишья. С блоком, к которому приурочен эпицентр главного толчка, она (зона

затишия) граничит по протяженной ослабленной зоне антикавказского простирания (**рис. 2б**), вдоль которой локализованы эпицентры предшествующих главному толчку событий и его афтершоков. Таким образом, в случае Каспийских землетрясений 1963 и 2000 гг. в сейсмический процесс были вовлечены существенно большие добротные объемы, что позволило реализоваться землетрясениям большей силы (по сравнению с описанными выше событиями). При том, что эти объемы включали, в том числе, и общие для обоих землетрясений малые блоки, процессы реализации приуроченных к ним землетрясений отличались. Компактное положение эпицентров афтершоков землетрясения 2000 г. говорит о переупаковке малых блоков в пределах большого, тогда как, эпицентры афтершоков землетрясения 1963 г., расположенные вдоль ослабленной зоны, указывают на деструкцию сложившегося перед сильным событием добротного объема. Отметим, что процессы, связанные с подготовкой и реализацией землетрясений, могут рассматриваться как адаптация разных геологических объектов к вариациям внешних факторов. В качестве внешнего фактора планетарного масштаба нами рассматриваются вариации скорости вращения Земли. Сам факт существования корреляции длиннопериодных вариаций скорости вращения Земли с сейсмичностью в настоящее время не оспаривается, при этом признается существование ее (корреляции) региональных особенностей. Причина наличия этой связи состоит в том, что изменение формы Земли влечет за собой сжатие или растяжение ее поверхности, преимущественно в местах разлома земной коры (ослабленных зонах).

Вариации блоковой структуры и скорость вращения Земли. Рассмотрим в этом контексте несколько знаковых событий, произошедших в контрастные по скорости вращения Земли периоды (**рис. 3**). Сильнейшее Шамахинское землетрясение 1902 г. относится к периоду минимальных за последние 450 лет среднегодовых значений скорости вращения Земли (**врезка рис. 3**).



1 – с $M > 5$, произошедшие в 2012 г.; 2, 3 - 14.01.1668 с $M=7.8$ (I и II эпицентры соответственно по [6] и [5]) и его афтершоки; 4 – Шамахинское 13.02.1902 с $M=6.9$ и его афтершоки (13.02-27.04.1902); 5 – рой землетрясений 20.12.1971 г. с $K=12-13$. Зеленым цветом показаны линейно вытянутые низкодобротные зоны. На врезке - землетрясения на фоне вариации среднегодовых значений скорости вращения Земли по [7].

Рис. 3. Положение эпицентров землетрясений, произошедших в контрастные по скорости вращения Земли периоды

Кроме Шамахинского землетрясения 1902 г. обращает на себя внимание особое в своем роде событие, которое произошло 20 декабря 1971 г. - рой из 5 землетрясений с $K=12-13$, который приходится на минимум скорости вращения Земли 70-х годов прошлого века.

Последовательность эпицентров первых афтершоков Шамахинского землетрясения локализована по простиранию Западно-Каспийского сдвигового разлома (положение последующих афтершоков соответствуют общекавказскому простиранию) [6]. В направлении Западно-Каспийского разлома ориентированы и эпицентры событий, последовавших за роем 1971 г. [8]. Более того, зона их локализации совпадает с положением первых афтершоков Шамахинского землетрясения. Напрашивается вывод, что реализация таких событий, как Шамахинское землетрясение 1902 г. и рой 20.12.1971 г. из 5 землетрясений $K=12-13$, в зоне сдвигового Западно-Каспийского разлома является способом адаптации к внешним воздействиям геодинамического объекта (очаговой зоны Шамахинского землетрясения 1902 г.) в условиях минимальных скоростей вращения Земли.

В непосредственной близости к очаговой зоне Шамахинского землетрясения 1902 г. имело место землетрясение 1668 г. с $M=7.8$. Это землетрясение произошло на фоне высоких значений скорости вращения Земли. Положение эпицентров событий, которые могут быть ассоциированы с этим землетрясением (основные его афтершоки по [5] относятся к зоне Шамахинского землетрясения 1902 г.) показаны на **рис. 3**. Они ориентированы в направлении параллельном оси горного сооружения Большого Кавказа, также как и большинство активных разломов, характеризующихся взбросо-надвиговыми смещениями.

На фоне высоких значений скорости вращения Земли в 2012 г. произошла также серия землетрясений с $M>5.0$, очаги которых, как в и предыдущем случае, расположены параллельно оси горного сооружения Большого Кавказа. Реализация таких землетрясений в зоне взбросо-надвиговых разломов является способом адаптации к внешним воздействиям геодинамических объектов, в условиях максимальных скоростей вращения Земли.

Литература.

1. Аптикаева О.И., Конников Ю.Ф. Детальное картирование литосферы и астеносферы Гармского района по поглощению поперечных волн // Вулканология и сейсмология. 1992. - №5-6. - С.101-118.
2. Аптикаева О.И. Вариации блоковой структуры и сейсмичности Гармского района на фоне неравномерности вращения Земли // Вопросы инженерной сейсмологии. 2012. - №4. - С.55-65.
3. Аптикаева О.И. Некоторые результаты изучения поля поглощения S-волн на Кавказе методом короткопериодной коды Вопросы инженерной сейсмологии. 2020. - Т. 47, - № 3. - С. 104-125. <https://doi.org/10.21455/VIS2020.3-6>
4. Аптикаева О.И. Очаг Шамахинского землетрясения 1902 г. на фоне неоднородностей поля поглощения и сейсмичности Западного Прикаспия // Вопросы инженерной сейсмологии. 2022. - Т. 49, - № 4. - С. 91–104. <https://doi.org/10.21455/VIS2022.4-6>
5. Никонов А.А. Сильнейшие землетрясения Восточного Кавказа с точки зрения геодинамики// Геодинамика Кавказа / Отв. ред. А.А. Белов, М.А. Сатиан. М.: Наука, 1989. - С. 148-156.
6. 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/Earthquake-Catalog-CK3.pdf> [Дата доступа: 2023 г.].
7. Sidorenkov N.S. The interaction between Earth's rotation and geophysical processes. Weinheim. WILEY-VCH Verlag GmbH & Co. KGaA, 2009. - 317 p. (Table D.1).
8. Catalog of earthquakes of the Caucasus region with $M \geq 4.0$ ($K \geq 11.0$) from ancient times through 2000 (compiled by A.A. Godzikovskaya, last revision February 21, 2001). <http://zeus.wdcb.ru/wdcb/sep/caucasus/> [Дата доступа: 2023 г.]

СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАЙОНА РАЗМЕЩЕНИЯ БЕЛОРУССКОЙ АЭС

Аронов А.Г.

Центр геофизического мониторинга НАН Беларусь, г. Минск, Беларусь

Аннотация. Уточнены региональные (300 км) и локальные (30 км) сейсмотектонические условия района размещения площадки Белорусской АЭС с привлечением материалов исследований в сопредельных странах Балтии – Литве и Латвии. Составлена сейсмотектоническая модель на основе неотектонических материалов и каталогов землетрясений, полученных в процессе многолетнего сейсмологического мониторинга. По результатам обобщения геолого-геофизического материала уточнены пространственная позиция зон возникновения очагов землетрясений (ВОЗ) и их параметры, построены сейсмотектонические карты в цифровом виде.

Современные исследования по оценке сейсмической опасности для площадок размещения АЭС включают решение многих вопросов, основными из которых являются: изучение региональных и локальных сейсмотектонических условий размещения объекта, местной и региональной сейсмичности. На их основе дается оценка степени сейсмических воздействий от возможных внешних сейсмических событий природного и техногенного происхождения.

Для изучения региональных и локальных сейсмотектонических условий использовались результаты как отечественных сейсмологических и сейсмотектонических исследований [1–9], так и опубликованных зарубежных материалов из сопредельных стран Литвы и Латвии [10–14].

В задачи исследований по уточнению сейсмотектонических условий для площадки размещения Белорусской АЭС входило:

- уточнение границ и параметров зон ВОЗ западной части Восточно-Европейской платформы в пределах Беларусь и стран Балтии;
- описание методики выделения зон ВОЗ и их цифровое представление;
- уточнение и актуализация каталогов инструментально зарегистрированных землетрясений с учетом результатов многолетнего мониторинга.

Район расположения площадки Белорусской АЭС относится к Белорусско-Балтийскому сейсмотектоническому региону в западной части Восточно-Европейской платформы (ВЕП). Рассматриваемый регион характеризуется относительно слабой сейсмической активностью, однако в его пределах происходили достаточно сильные сейсмические события с магнитудой $M \leq 5$ [6]. В условиях слабой сейсмичности, а, также учитывая позднее развитие инструментальных сейсмометрических наблюдений, большое значение в изучении региональной сейсмичности несет информация об исторических землетрясениях [1, 4–8].

Во второй половине 90-х годов прошлого века были проведены сейсмотектонические исследования Белорусско-Балтийского региона. В результате исследований были выделены 18 зон ВОЗ и составлены: карта тектонотипов земной коры и сейсмотектоническая карта региона [1]. При проведении комплексного сейсмотектонического анализа основным критерием отнесения их к сейсмогенерирующими, которые можно отождествлять с зонами ВОЗ, было установление в их пределах эпицентров землетрясений. В результате были выделены сейсмогенные и потенциально-сейсмогенные зоны. Отличие потенциально-сейсмогенной зоны от сейсмогенной определялось тем, что первые, хотя и соответствуют требуемому набору геолого-геофизических характеристик, но в их пределах землетрясений пока не было зафиксировано. По результатам проведенного сопряженного анализа зон ВОЗ и тектонотипов земной коры с прогнозной оценкой сейсмотектонического потенциала была получена оценка M_{max} для каждой сейсмогенной зоны и уточнены границы и параметры зон ВОЗ.

Обоснованность методического подхода [19], реализованного для выделения зон ВОЗ в условиях древних платформ на территории западной части ВЕП, получила свое практичес-

ское подтверждение тем, что в ранее выделенной потенциально-сейсмогенной Калининградской зоне ВОЗ произошла серия землетрясения 21 сентября 2004 г. [17, 18].

В период проведения работ по сооружению Белорусской АЭС необходимо было провести уточнение выделенных зон ВОЗ с учетом актуализированных сейсмологических и геолого-геофизических данных. На основе новых данных, полученных в Беларусь, Литве и Латвии, были уточнены и частично пересмотрены границы и параметры ранее выделенных в регионе зон ВОЗ, проведены дополнительные исследования по их детализации.

Сейсмологический мониторинг в районе размещения площадки Белорусской АЭС проводится с 2008 г. по настоящее время локальной сетью сейсмических станций [13, 14].

На основе сведений об исторических землетрясениях и результатов многолетнего инструментального мониторинга был составлен актуализированный каталог землетрясений $M \geq 1.0$ в радиусе 300 км от расположения площадки размещения Белорусской АЭС. За период наблюдений землетрясений в ближнем районе (30 км) расположения площадки Белорусской АЭС не зарегистрировано.

Современная сейсмичность невысокого энергетического уровня на территории Беларусь проявляется в основном в южной части Солигорского горнопромышленного района, имеет наведенный техногенными процессами характер, на эпицентральном расстоянии от площадки размещения Белорусской АЭС 230–300 км.

В пределах района (300 км) размещения Белорусской АЭС выделены 30 зон ВОЗ, из них на территории Беларусь – 10, Литвы – 9, Латвии – 10 и России – 1. Сейсмотектоническая карта района размещения Белорусской АЭС представлена на **рис. 1**.

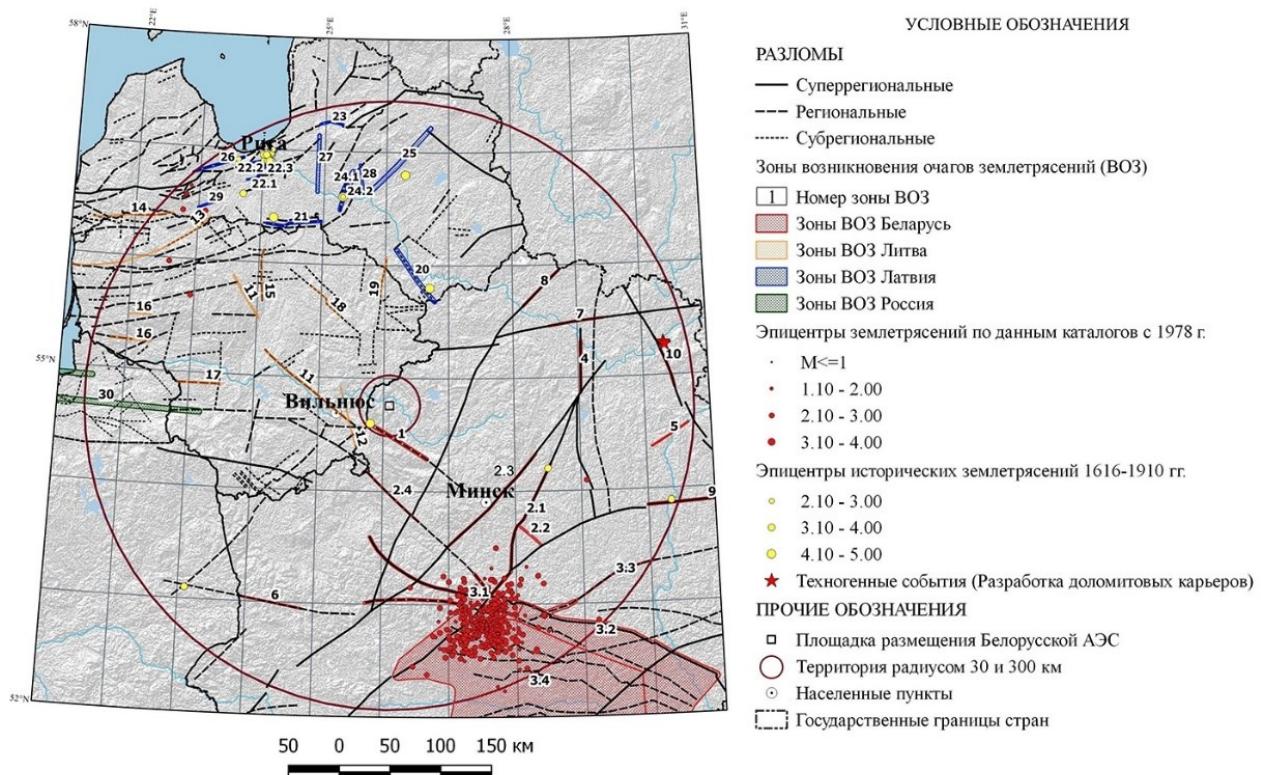


Рис. 1. Сейсмотектоническая карта района (300 км) размещения Белорусской АЭС с эпицентрами сейсмических событий

В ближнем районе размещения Белорусской АЭС (30 км) сейсмотектонические исследования выполнялись с целью детализации региональной тектонической структуры и уточнения исходных сейсмических данных (**рис. 2**).

В ближнем районе размещения площадки Белорусской АЭС выявлен ряд местных разломов, ориентированных в основном с запада на восток. По комплексу сейсмотектонических показателей выделена Ошмянская сейсмогенная зона, которая является ближайшей и единственной сейсмогенной зоной ВОЗ в радиусе 30 км от площадки размещения Белорусской АЭС и расположена к югу на расстоянии около 23 км [15, 16].

Она является продолжением Вильнюсской зоны. Ошмянская зона ВОЗ была идентифицирована как сейсмогенная на основании сведений о землетрясении в 1908 году около населенного пункта Гудгай Виленской губернии Ошмянского повета [20].

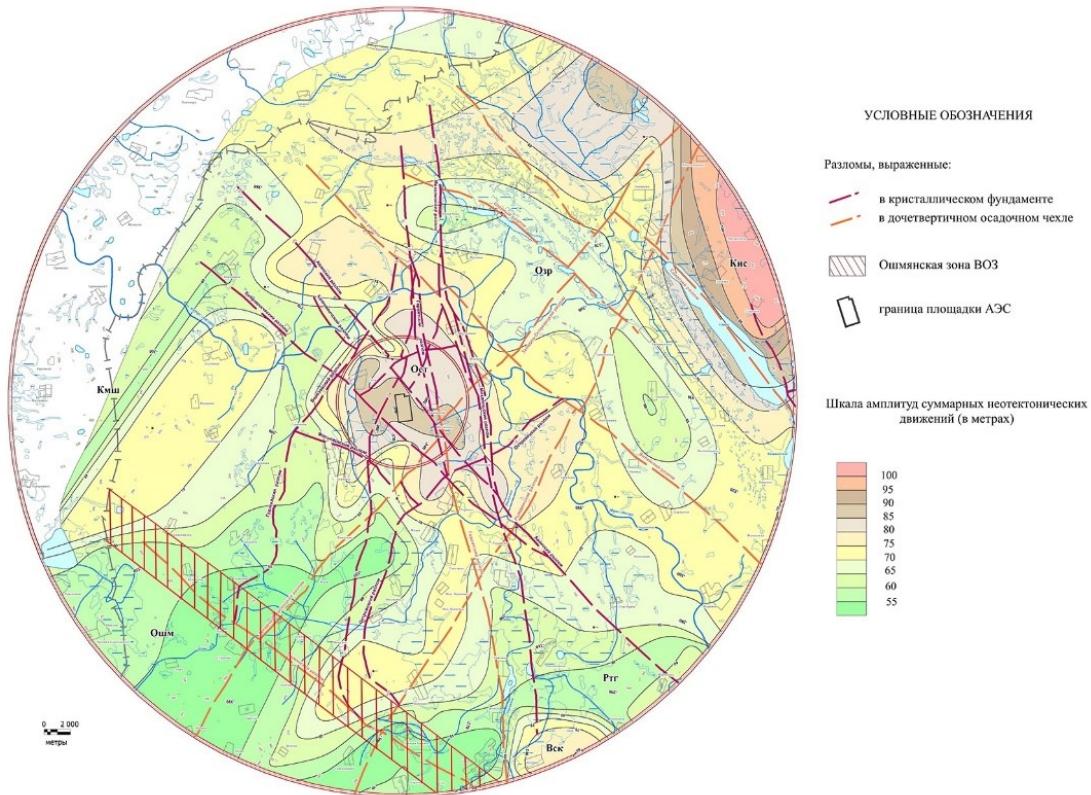


Рис. 2. Сейсмотектоническая карта ближнего района (30 км) размещения Белорусской АЭС

По результатам проведенных исследований выявлены и уточнены особенности региональных и локальных сейсмотектонических условий размещения площадки Белорусской АЭС:

- выделены 30 зон ВОЗ в пределах района (300 км) размещения Белорусской АЭС, на территории Беларуси, Литвы, Латвии и России с $M_{max} \leq 2.2-4.7$;
- ближайшей зоной ВОЗ в радиусе 30 км от площадки размещения АЭС является Ошмянская сейсмогенная зона, которая расположена к югу на расстоянии 22.7 км.

В ближнем районе (30 км) расположения площадки проявлений сейсмичности за период с 1978 по настоящее время не наблюдалось.

Сейсмотектонические условия района размещения Белорусской АЭС отражены в соответствующих картах, построенных на основе геолого-геофизических данных, неотектонических материалов, актуализированных каталогов землетрясений в масштабе 1:500 000 для района 300 км и ближнего района 30 км в масштабе 1:50 000.

Литература.

1. Айзберг Р.Е., Аронов А.Г., Гарецкий Р.Г., Карабанов А.К., Сафонов О.Н. Сейсмотектоника Беларуси и Прибалтики // Литосфера. – 1997. – № 7. – С. 5–17.

2. Левков Э.А., Карабанов А.К. Неотектоника Беларуси // Літасфера. – 1995. – №1. – С. 119–126.
3. Айзберг Р.Е., Гарецкий Р.Г., Карабанов А.К. и др. Разломы земной коры Беларуси // Под ред. Р.Е. Айзберга. – Минск: Институт геохимии и геофизики НАН Беларуси, 2007. – 372 с.
4. Аронов А.Г., Сероглазов Р.Р., Аронова Т.И. Беларусь // Землетрясения Северной Евразии в 1997 году. – Обнинск, 2003. – С. 172–180.
5. Аронова Т.И. Исторические и современные ощущимые землетрясения // Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы: 2 кн./кн.1: Землетрясения: под ред. Н.В. Шарова, А.А. Маловичко, Ю.К. Щукина. – Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2007. – С. 342–350.
6. Аронов А.Г., Сероглазов Р.Р., Аронова Т.И. Сейсмичность территории Беларуси // Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы: 2 кн./кн.1: Землетрясения: под ред. Н.В. Шарова, А.А. Маловичко, Ю.К. Щукина. – Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2007. – С. 357–364.
7. Аронов А.Г. Сейсмологические исследования для размещения АЭС в Республике Беларусь // Вестник НЯЦ РК. – 2015. – Выпуск 4(64), дек. 2015. – С. 111–119.
8. Аронов А.Г. Сейсмологические исследования при строительстве Белорусской АЭС // Наука та будівництво. – 2015'4. – С. 40–44.
9. Аронова Т.И., Сероглазов Р.Р., Аронов В.А., Акута О.Н., Аронов Г.А. Сейсмотектоническая активность западной части Восточно-Европейской платформы // Геология и минерально-сырьевые ресурсы запада Восточно-Европейской платформы: проблемы изучения и рационального использования. – Минск: СтройМедиаПроект, 2017. – С. 84–87.
10. Ильгините В. Сейсмотектоническая активность Литвы. Автореферат диссертации, представленный на соискание степени доктора геологических наук (PhD). – Вильнюс. – Институт геологии, 1998. – 39 с.
11. Nikulin V.G. Sovremennaya energeticheskaya nasyshchennost' zemnoj kory Latvii. Belorusskij seismologicheskij byulleten'. – Minsk, IGI. – 2. – 1992. – P. 84–91.
12. Safronovs O.N., Nikuļins V.G. Latvijas vispārīga seismiskā rajonēšana. Latvijas ģeoloģijas vēstis. – Nr. 6. – 1999. P. 30–35.
13. Никулин В.Г. Сейсмотектоника и сейсмическая опасность Латвии. – Автореферат диссертации, представленный на соискание степени доктора геологических наук (PhD). – Рига. – Латвийский университет, 2007. – 35 с.
14. Пачеса А. Оценка сейсмической опасности платформенных областей с низкой сейсмичностью на примере Балтийского региона. Автореферат диссертации, представленный на соискание степени доктора геологических наук (PhD). – Вильнюс, 2016. – 35 с.
15. Аронова Т.И. Особенности проявления сейсмотектонических процессов на территории Беларуси // Литосфера. – 2006. – № 2 (25). – С. 103–110.
16. Аронов А.Г., Аронова Т.И. Сейсмическая активность разломов // Разломы земной коры Беларуси. – Минск: Красико-Принт, 2007. – С. 331–340.
17. Аронова Т.И. О сейсмотектонической позиции Калининградских землетрясений 21 сентября 2004 года // Докл. НАН Беларуси. – 2006. – Т. 50. – № 1. – С. 103–106.
18. Aronov A.G., Seroglazov R.R., Aronova T.I., Safronov O.N. Kaliningrad earthquake of September 21, 2004 and seismic hazard forecast in the Belarusian-Baltic region // Acta Geodaetica et Geophysica Hungarica. – 2006. – Vol. 41 (3–4). – P. 369–376.
19. Рейнер Г.И., Иогансон Л.И., Сафронов О.Н., Семенова В.И. Сейсмотектоническое районирование платформенных областей (на примере южной части Восточно-Европейской платформы) // Сейсмологический бюллетень сейсмической станции "Минск" (Плещеницы) и "Нарочь" за 1987 г. – Минск, 1991. – С. 86–108.
20. Гудагай // Наша Ніва. – № 3. – 1909. – С. 43.

СЕЙСМИЧЕСКИЕ И СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОСЛЕДНИХ ЛЕТ НА ЮГО-ВОСТОКЕ ФЕННОСКАНДИИ

Ассиновская Б.А.

ФИЦ «Единая геофизическая служба РАН», г. Санкт-Петербург, Россия

Аннотация. Данное исследование посвящено сравнительному анализу сейсмичности региона двух последних десятилетий и, новых сейсмотектонических данных, таких как зоны активизированных палеопротерозойских деформаций центральной и восточной Финляндии, сведений об активных нарушениях Карельского перешейка, полученных при исследовании Суходольского исторического землетрясения, анализу природы Ладожско-Ботнической зоны, использованию геодинамических данных для выявления активных тектонических нарушений.

В данной работе проанализированы данные о сейсмичности в границах $24^{\circ}\text{E} - 38^{\circ}\text{E}$, $59^{\circ}\text{N} - 66^{\circ}\text{N}$ за интервал времени 2005 – 2023 годы в сопоставлении с новыми данными по сейсмотектонике региона.

Сейсмичность. Карта землетрясений (рис. 1) построена по данным регистрации Пулковской сети, также использованы материалы института геофизики Финляндии [seismo.helsinki.fi]. Всего показано 982 события. Выделяются сейсмические зоны Кусамо, Ладожско-Ботническая, Финская, Калевальская, Эркиля и др. Сейсмический узел Кусамо насчитывает 270 событий, самое сильное землетрясение имело магнитуду $M_W 2.5$, в **Ладожско - Ботнической зоне** в данный период времени произошло 128 землетрясений, самое сильное имело магнитуду $M_W 2.1$, в **Карельской зоне** было 10 событий с $M_W 1.4 - 1.8$, в **Финской** – 513 событий, самое сильное $M_W 2.5$.

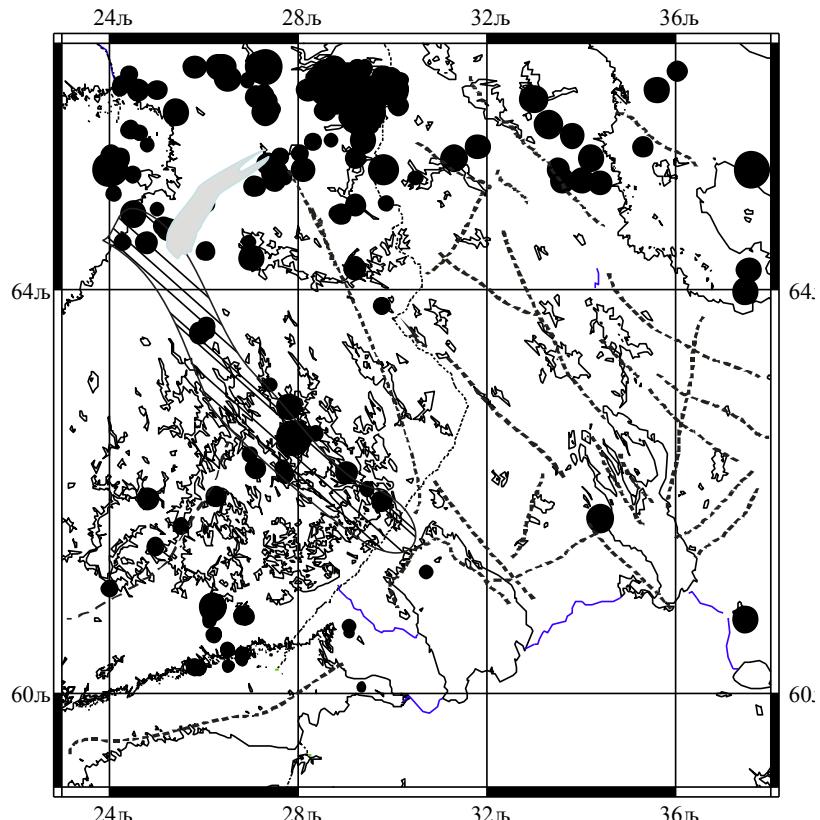


Рис. 1. Землетрясения 2005 -2023 гг. в сопоставлении с новейшими разломами по [1, 2], размер знака равен $M_W/5$

Детально изучен рой землетрясений в районе карьера Эркиля на Карельском перешейке 2014–2016 гг. [3]. Он насчитывал 32 землетрясения с $ML=0.6\text{--}2.1$. Зона детально исследована методами спектрограмм и кластерного анализа, показано их отличие от записей взрывов на станции “Выборг”. Определены очаговые параметры и фокальный механизм в виде взбросо-сдвига, что доказывает тектоническое происхождение событий. Положение источника колебаний определено на глубине 2 км путем построения синтетической сейсмограммы самого сильного землетрясения 18.12.2016 г. в 00 ч 20 мин. Установлена приуроченность выявленной меридионально ориентированной сейсмогенной зоны длиной 4 км к новому нарушению, возникшему в районе длительно и интенсивно функционирующего карьера Эркиля.

Сейсмичность 2005–2017 года севера Европейской России изучена также в работе [4] по собственной методике локализации, но исследования не охватывают сопредельные территории, поэтому сейсмотектонику по данной работе изучать сложно.

Сейсмотектоника. На **рис. 1** показан новейший структурный план южной и центральной Карелии по Лукашову А.Д. [1] в сопоставлении с зонами активизированных палеопротерозойских деформаций Финляндии (Raahe-Ladoga shear complex; Hirvaskoski shear zone; Muhos fault zone и др.) [2]. Так же в [2] описаны современные сейсмотектоническая характеристика и модели сейсмических источников вокруг предполагаемой к строительству атомной станции Ханхикиви (север Ботнического залива). В работе рассмотрены активные сейсмотектонические структуры центральной и восточной Фенноскандии потенциально сейсмически опасные для площадки атомной электростанции. Район исследования представлял собой круг радиусом 500 км вокруг участка Ханхикиви, включающий сухопутные и морские районы Финляндии и Швеции. Работа состояла из обзора имеющихся геологических и геофизических исследований, проведенных вокруг участка, составления геолого-геофизической базы данных регионального масштаба. Здесь представлено описание палеотектонической эволюции и истории четвертичного оледенения, а также современного тектонического каркаса региона. Большое внимание уделено описанию параметров сейсмичности, очагов землетрясений и их механизмов, предыдущих и текущих сейсмотектонических моделей. Разработаны разнообразные новые пространственные модели для областей сейсмических очагов.

Карта активных нарушений Карельского перешейка, полученная при исследовании [5] Суходольского исторического землетрясения, демонстрируется ниже (**рис. 2**).

В работе были использованы материалы дистанционного зондирования восточной части Карельского перешейка масштаба 1:200 000, из которых наиболее информативными для решения поставленной задачи оказались схемы теплового потока, линейных элементов рельефа и построенная по совокупности всех данных схема дешифрирования. Построение схем линеаментов было выполнено по спутниковым данным.

В результате их обработки были построены схемы линеаментов, плотности линеаментов, анизотропии линеаментов, плотности дуговых элементов (кольцевых структур), анизотропии дуговых элементов (кольцевых структур), основные направления линеаментов. Согласно схеме конвективного теплового потока в регионе выделяются линейные и изометричные зоны повышенных и пониженных значений параметра. Установлено, что определяющим фактором генерации тепла являются флюиды как поверхностного, так и глубинного происхождения. Указанные зоны предположительно приурочены к областям повышенной трещиноватости верхних горизонтов земной коры, которые, в свою очередь, маркируют глубинные тектонические нарушения. Изучаемый район представляет собой не что иное, как разломные узлы — пересечение разломов субширотной, северо-западной и меридиональной ориентировки. Широкая разломная область расположена в пределах кольцевой структуры — Центрально-Карельского новейшего поднятия.

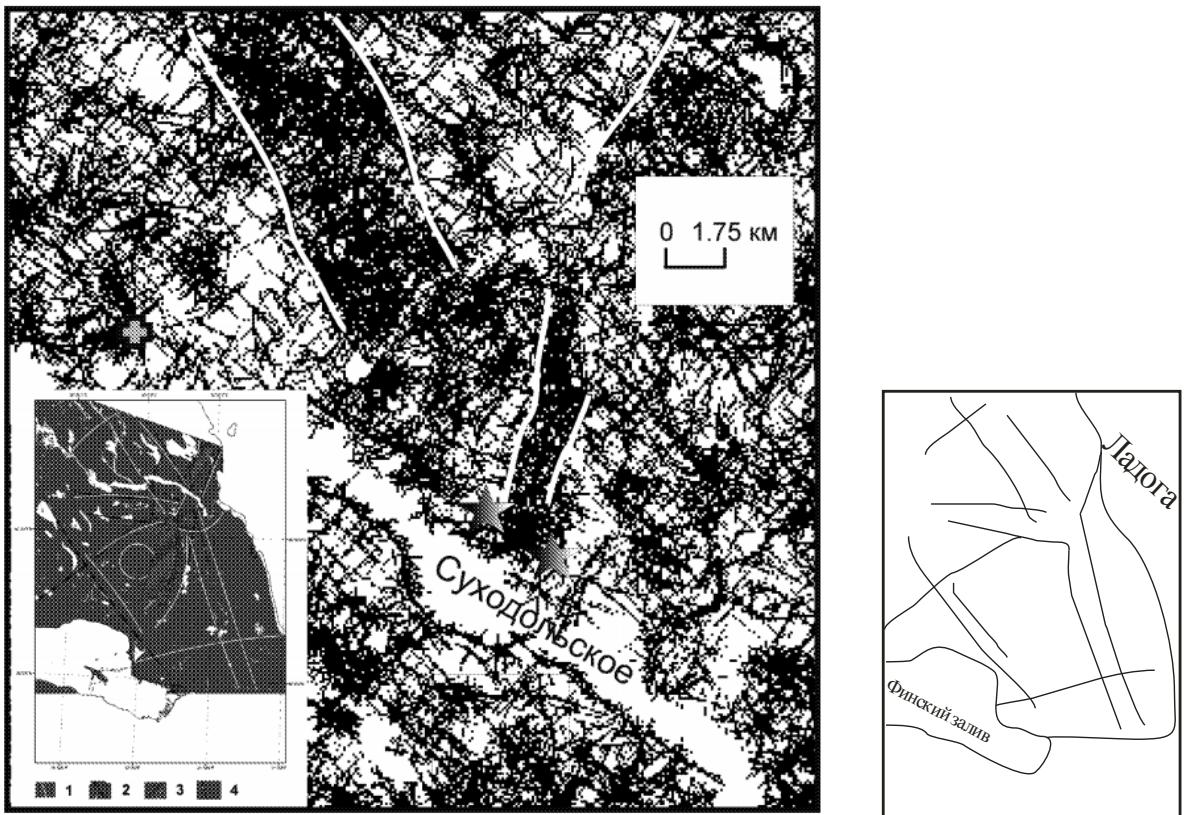


Рис. 2. Карта линеаментов по дистанционным данным [5] района озера Суходольского слева и схема активных разломов части Карельского перешейка справа.

Сейсмичность и глубинное строение.

В данном разделе остановимся на работе [6]. В ней представлена трехмерная модель значений скоростей S -волн и отношений Vp/Vs в земной коре и верхней мантии переходной зоны между архейскими и протерозойскими областями докембрия Фенноскандинавского щита. Новая трехмерная сейсмическая модель демонстрирует ярко выраженные латеральные вариации значений Vs и отношения Vp/Vs в земной коре и верхних слоях мантии. Глубина до границы Мохо варьирует от 51 до 63 км. Граница Мохо перекрывается высокоскоростной нижней корой, неоднородной по составу и происхождению. Обнаженного архейско-протерозойского шва (так называемой Ладожско-Ботнической зоны) в данной работе не обнаружено. В целом архей-протерозойский переход занимает большую площадь в литосфере, чем считалось ранее. Он отмечен депрессией Мохо, простирающейся на север, и зоной высокого Vp и высокого Vp/Vs в мантии. Тем не менее, если сравнить распределение очагов землетрясений и геологию (рис. 1), видно линейное распределение очагов северо-западного простириания, которое называют Ладожско-Ботнической зоной.

Новые данные были получены также по скоростной структуре верхней коры региона Финского залива и его обрамления по данным шумовой поверхностно-волновой томографии [7]. Результаты работы позволили уточнить структуру земной коры в области перехода от Фенноскандинавского щита к Русской плите до глубин 16 км. В интервале глубин 0–2 км отмечается изменение скорости Vs от 3.1 до 3.4 км/с, которое связано с влиянием осадочного чехла и переходом от кристаллических пород фундамента к девонским низкоскоростным песчано-глинистым отложениям. Простириание аномалий скорости в этом интервале совпадает с ориентацией геологических структур в области перехода от щита к Балтийской синеклизе. В интервале глубин 2–8 км рассматриваемой территории выявлены блоки с $Vs = 3.5–3.6$ км/с на севере и с $Vs = 3.4–3.5$ км/с на юге. Граница между этими блоками маркирует контакт Фенноскандинавского щита с Русской плитой.

В районе сейсмогенной Псковско-Палдисской зоны деформаций, возможно, присутствует область пониженных скоростей. На глубинах 8–16 км кора однородна; здесь прослеживается один монолитный скоростной блок с $V_s = 3.7\text{--}3.8 \text{ км/с}$. Существование грабена Финского залива, предполагаемое некоторыми исследователями, полученными результатами не подтвердилось.

Геодинамические исследования. Сейсмическая опасность в регионе Восточной Балтики традиционно считается достаточно низкой, поэтому только сейсмические данные не обеспечивают достаточной информации для построения для геодинамических моделей этого области. Геологические, геофизические и геодинамические материалы могут быть использованы для дополнения сейсмической информации. В работах [8, 9] анализируются сведения о региональных движениях земной коры и косейсмических деформациях на основе GPS-GLOASS данных с целью разработки геодинамических моделей региона Ладожское озеро – Финский залив.

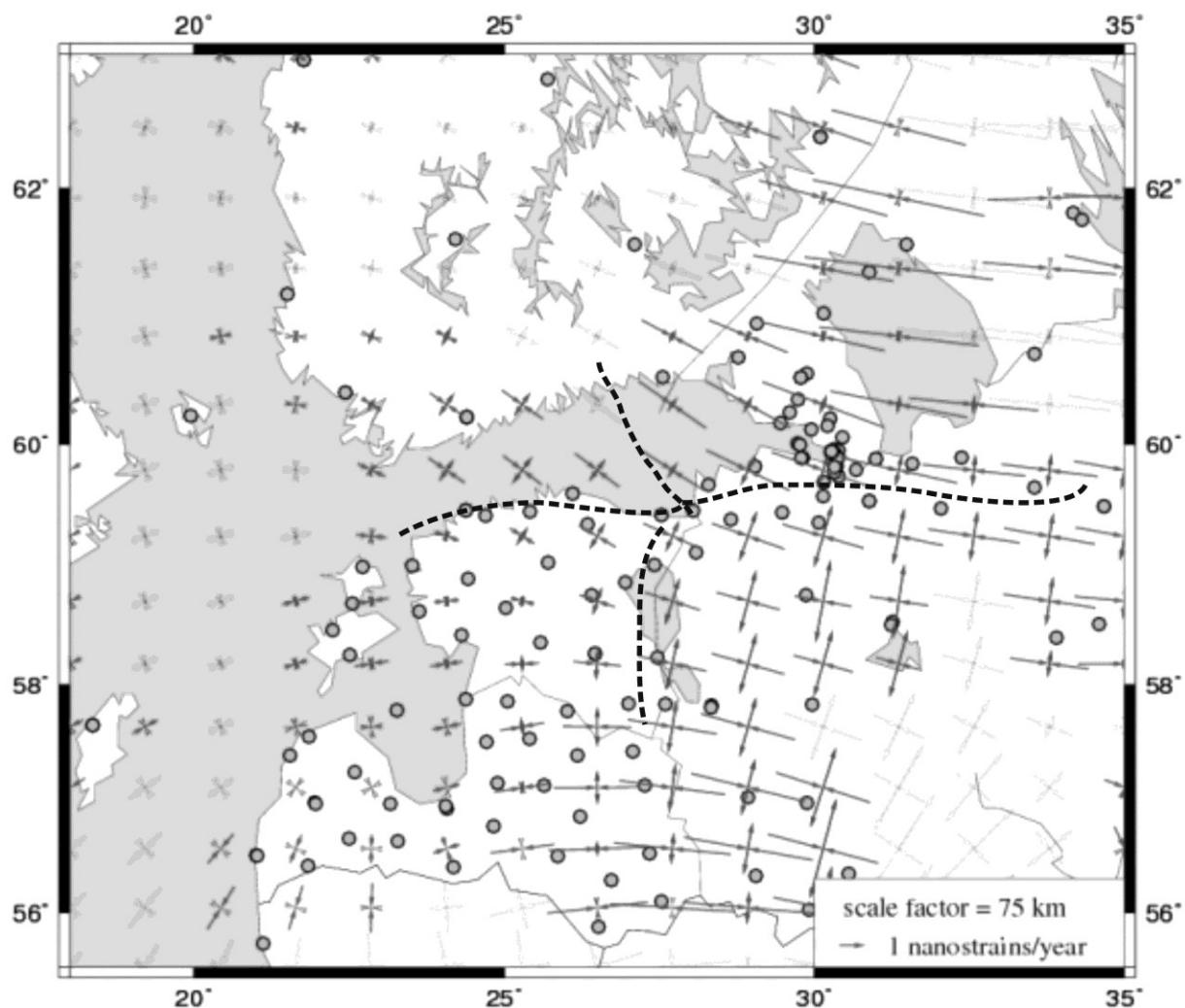


Рис. 3. Карты скорости деформаций 2021 года. Ладожское озеро – регион Финского залива [9] с дополнениями автора

Скорость деформации для северной части Ладожского озера и востока Финского залива показана на **рис. 3**, видны три однородных зоны деформации. Первая зона представляет собой район Ладожского озера с преобладанием субширотно-северо-западного сжатия. Второй район южнее Ладожского озера, движение которого в значительной степени - сдвиг с меридиональным направлением. Третий регион включает Финский залив и показывает сла-

бое СВ сжатие. Характер деформаций меняется вдоль южного берега Финского залива и далее на восток, а также в районе эпицентра Нарвского землетрясения 1881 года. Границы между этими регионами могут быть связаны с разломами, связанными с развитием структуры грабена Ладожского озера, разделяющей блоки различных режимов деформации. Это поле напряжений может быть причиной нестабильности земной коры и возникновения землетрясений в этой области.

Таким образом, показанные выше данные демонстрируют по-прежнему слабую сейсмическую активность, но новые методы исследования расширяют традиционные сейсмотектонические представления, что способствует более глубокому пониманию происходящих геологических процессов в регионе.

Литература.

1. Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы / под ред. Н.В. Шарова, А.А.Маловичко, Ю.К. Щукина. Карельский научный центр РАН – 2007– 381 с.
2. Korja A. and Kosonen E. Seismotectonic framework and seismic source area models in Fennoscandia, northern Europe / Institute of Seismology. University of Helsinki.– Report s-63. –285 pp.
3. Ассиновская Б.А., Габсатарова И.П., Панас Н.М., Юски М. Сейсмические события 2014–2016 гг. на Карельском перешейке и их природа // Сейсмические приборы – 2018. – Т. 54 – № 1.– С.40–61. DOI: 10.21455/si2018.1-4
4. Alexey N. Morozov & Natalya V. Vaganova & Yana V. Konechnaya & Irina A. Zueva & Vladimir E. Asming & Nataliya N. Noskova & Nikolay V. Sharov & Bela A. Assinovskaya & Natalya M. Panas & Zinaida A. Evtyugina Recent seismicity in northern European Russia // J Seismol . – 2019.– P. 1–17. <https://doi.org/10.1007/s10950-019-09883-6>
5. Ассиновская Б. А., Верзилин Н. Н., Карпинский В. В., Тронин А. А. Сейсмогеологическое исследование очаговой зоны исторического землетрясения 13 мая 1902 года на северном берегу ОЗ.Суходольское // Вестник СПбГУ Сер. 7– 2010 – вып. 1.– С.117-128.
6. Kozlovskaya E., Kosarev G., Aleshin I., Riznichenko O., Sanina I. Structure and composition of the crust and upper mantle of the Archean–Proterozoic boundary in the Fennoscandian shield obtained by joint inversion of receiver function and surface wave phase velocity of recording of the SVEKALAPKO array// Geophys. J. Int. –2008. –175. –P. 135-152. doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03876.
7. Королева Т.Ю., Ассиновская Б.А. Скоростная структура верхней коры региона Финского залива и его обрамления по данным шумовой поверхностно-волновой томографии // Геофизические исследования, 2018. – Т. 19. – № 3. – С.41-56. <https://doi.org/10.21455/gr2018.3-3>
8. Assinovskaya, B., Shchukin, J., Gorshkov V., Shcherbakova, N., 2011. On recent geodynamics of the Eastern Baltic Sea region. – Baltica – 24 (2). – P.61–70
9. Горшков В.Л., Мохнаткин А.В., Щербакова Н.В. База скоростей станций ГНСС Восточно-Европейской платформы для решения научных и прикладных задач // Геодезия и картография. – 2021. – № 1. – С. 34-44. DOI: 10.22389/0016-7126-2021-967-1-34-44

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ДЕЛИМОСТЬ КОРОМАНТИЙНОЙ ОБОЛОЧКИ, СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА И ОСНОВНЫЕ МЕХАНИЗМЫ ГЕНЕРАЦИИ НАПРЯЖЕНИЙ В СЕЙСМОАКТИВНЫХ ОБЛАСТЯХ

Астафьев Д.А.

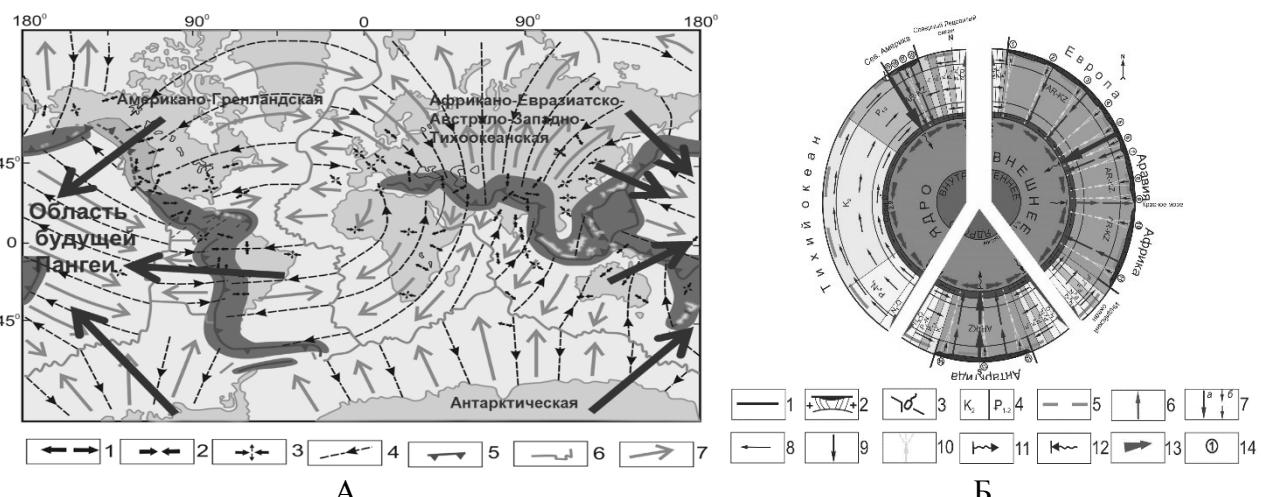
ООО «ГАЗПРОМ ВНИИГАЗ», Московская область, Россия

Аннотация. С учетом результатов анализа сейсмомагнитографических данных, генерализованных тектонической карты мира и карт литосферных плит, материалов GPS – ГЛОНАСС съемок обоснованы группировки (ансамбли) континентальных и океанических коромантинских секторов (плит), их количество, строение и геодинамический механизм эволюции. Показано, что после распада вегенеровской Пангеи в коромантинской оболочке Земли существуют три группировки континентальных и океанических коромантинских секторов: Африкано-Евразиатско-Австрало-Западно-Тихоокеанская; Американо-Гренландская и обособленная Антарктическая. Такие коромантинские образования представляют собой высший ранг тектонической делимости и масштабности геодинамических процессов на планете Земля. Такие группировки коромантинских секторов, объединяемые поясами субдукции-дайвинга и современной орогении, являются земными конвективными ячейками Бенара g -типа. Внешними границами земных конвективных ячеек являются пояса апвеллинга-спрединга в океанах. В указанных группировках реализуется глобальный геодинамический механизм, а между группировками в результате различных скоростей конвекции коромантинского вещества реализуется планетарная геодинамика, обеспечивающая раскрытие и закрытие океанов, формирование и распад суперконтинентов. По приуроченности сильной сейсмичности к геодинамическим условиям выделены следующие геодинамические обстановки, с которыми связаны основные механизмы генерации напряжений в сейсмоактивных областях – это пояса и области субдукции-дайвинга коромантинского вещества; современные формирующиеся или зарождающиеся внутри- и окраинно-континентальные рифтовые системы; пояса современных орогенов, включая складчато-надвиговые прилегающие предгорья; океанические пояса апвеллинга-спрединга.

С использованием сейсмомагнитографических материалов высокого разрешения [1], данных GPS – ГЛОНАСС съемок, генерализованных карт тектонического и геодинамического районирования Земли и с учетом результатов анализа геолого-геофизических данных по строению основных тектонических элементов земной коры, мантии и ядра в коромантинской оболочке Земли [2, 3] обосновано наличие группировок (своевидных ансамблей) континентальных и океанических коромантинских плит (в отличии от литосферных плит) [4]. Их правильно назвать коромантинскими секторами, так как на качественных сейсмомагнитографических разрезах литосфера и мантия тектонически активных поясов и областей субдукции, рифтовых зон континентов, осадочных бассейнов и орогенов имеет четко выраженные радиальные и субрадиальные (столбчатые) структуры, распространяющиеся на всю толщину коромантинской оболочки, обусловленные деструктивными процессами неравномерного гравитационного погружения (дайвинга) отдельных столбчатых тел на слой D'' или на раздел ядромантии. Вероятно, столбчатость в мантийных слоях возникает также за счет встречного восходящего к поверхности Земли магматизма, вызываемого декомпрессией при деструкции участка мантийной оболочки и земной коры.

Так, после распада вегенеровской Пангеи в коромантинской оболочке Земли сформировались и существуют в настоящее время три группировки континентальных и океанических коромантинских секторов: Африкано-Евразиатско-Австрало-Западно-Тихоокеанская; Американо-Гренландская и обособленная Антарктическая (**рис. 1**). Такие коромантинские образования представляют собой планетарные конвективные ячейки Бенара g -типа и относятся к высшему (планетарному) рангу тектонической делимости коромантинской оболочки Земли и масштабности геодинамических процессов в объеме Земли. Входящие в указанные группировки крупные, средние и малые коромантинские плиты в мантийной части сохраняют свои индивидуальные характеристики (петрофизические и петрохимические свойства, возраст кристаллизации мантийного вещества, латеральную и радиальную структуру и др.) или меняют их в процессе смены геодинамических обстановок внутри конкретной группировки ко-

романтийных секторов или на внешних её границах. Смена геодинамических обстановок внутри таких группировок происходит в связи с неравномерным по скорости и объему дискретным захватом коромантийного вещества в слой D'' или во внешние слои жидкого ядра. Более интенсивно захват мантийного вещества происходит в тектонически активных поясах и областях путем подплавления нижних частей мантии в ослабленных зонах и транзита его на постоянно действующую подпитку апвеллинга в поясах апвеллинга-спрединга. Вероятно, внешние слои жидкого ядра Земли, частично слой D'' , магматические каналы в поясах апвеллинга-спрединга и каналы восходящего магманизма под континентальными рифтами и орогенами являются своеобразным «депо» мантийного расплава, стимулирующего конвекцию и эффективный отвод эндогенной тепловой энергии Земли всеми тремя действующими конвективными ячейками. Одновременно в указанных группировках коромантийных секторов реализуется глобальный, практически автономный геодинамический механизм, а между группировками в результате различных скоростей конвекции коромантийного вещества реализуется планетарная геодинамика, обеспечивающая раскрытие и закрытие океанов, формирование и распад суперконтинентов.



А - Три планетарные конвективные ячейки Бенара g-типа в коромантийной оболочке Земли: Африкано-Евразиатско-Австрало-Западно-Тихоокеанская, Американо-Гренландская и Антарктическая (Д. А. Астафьев, 2005). Обоснованы с учетом генерализованной карты напряжений в литосфере, составленной по международной программе "Литосфера" (М.Л.Зобак, 1992). 1 – растяжение с образованием сбросов; 2 – сжатие с образованием взбросов и надвигов; 3 – сжатие с образованием диагональных сдвигов; 4 – траектории абсолютного движения литосферных плит согласно модели Минстера-Джордана (направления указаны стрелками); 5 – пояса интенсивного дайвинга; 6 – пояса интенсивного апвеллинга; 7 – направления движения вещества в слое D'' и в верхних слоях жидкого ядра

Б - Геодинамический разрез Земли по меридиану 40-1400 Земная кора: 1 – океаническая, 2 – континентальная с нефтегазоносными и возможно нефтегазоносными бассейнами (НГБ и ВНГБ); 3 – зоны субдукции; 4 – субвертикальные возрастные границы в коре и мантии; 5 – астеносфера; 6-10 – направления движения мантийного вещества: 6 - в зонах активного апвеллинга и спрединга; 7 - а) в зонах активного дайвинга, б) в зонах медленного дайвинга под континентами; 8 – в слое D'' ; 9 – под НГБ и ВНГБ на континентах; 10 – встречный погружению восходящий к поверхности Земли магматизм; 11 – зоны активного поступления вещества во внешнее ядро в процессе химико-плотностной дифференциации; 12 – зоны активной отдачи вещества в мантию из внешнего ядра; 13 – движение вещества в верхних слоях жидкого ядра; 14 – цифры в кружках: 1 – Баренцевоморский НГБ, 2 – Среднерусский НГБ (Московской синеклизы), 3 – Днепровско-Припятский НГБ, 4 – Северо-Кавказский НГБ, 5 - Черноморский НГБ, 6 – Эрзурумский ВНГБ, 7 – Ванский ВНГБ, 8 – Персидского залива НГБ, 9 – Красноморский НГБ, 10 – Восточно-Африканский НГБ, 11 – Мозамбикский НГБ, 12 – Моря Росса ВНГБ, 13 – Полярный ВНГБ, 14 – Моря Космонавтов ВНГБ, 15 – Бофпорта НГБ, 16 – Игл-Плейн НГБ, 17 – Юкон-Флетс-Кандик ВНГБ, 18 – Сент Элиал НГБ

Рис. 1. Тектоническая делимость литосферы и подлитосферной мантии

В результате мощного поглощения под поясами и областями субдукции вещества Тихоокеанских коромантинных секторов в настоящее время раскрываются Атлантический, Индийский и Северно-Ледовитый океаны, и напротив, сокращается площадь Тихого океана [5], коромантинные оболочки которого ускоренно подвергаются деструкции в указанных дайвинг-деструктивных поясах, а их коромантинное вещество в процессе конвекции путем обменных процессов в слое D'' и внешних слоях жидкого ядра поступает на постоянно действующую подпитку апвеллинга во всех океанических рифтах. В процессе апвеллинга нарастаются новые возрастные слои океанических коромантинных оболочек на всю их толщину – 2900 км.

Именно конвективный процесс в таком понимании, сопровождающийся деструктивным процессом в тектонически активных поясах и областях Земли, является причиной сейсмичности, механизм подготовки и реализации которой в зависимости от геодинамических обстановок, различный. Сам конвективный процесс в выделенных группировках, видимо, еще и стимулируется гравитационным сползанием коромантинных секторов с возвышеностей внешнего ядра под поясами апвеллинга-спрединга в пониженные области под поясами и областями дайвинга-субдукции. Судя по установленной А.Морелли, А. Дзвонски в 1987 году с помощью сейсмотомографии морфологии поверхности внешнего ядра, амплитуда гипсометрии между поднятиями и понижениями относительно осредненной условной поверхности достигает 10-12 км. При таких условиях апвеллинг и спрединг на внешних границах коромантинных секторов являются следствием субдукции-дайвинга. Пояса апвеллинга-спрединга в районах Хуан де Фуко, Калифорнии, Галапагосской, Западно-Чилийской зон контакта их с активной окраиной Северной и Южной Америк явно разрушаются в процессе субдукции-дайвинга, а не уходят далеко под эти континенты.

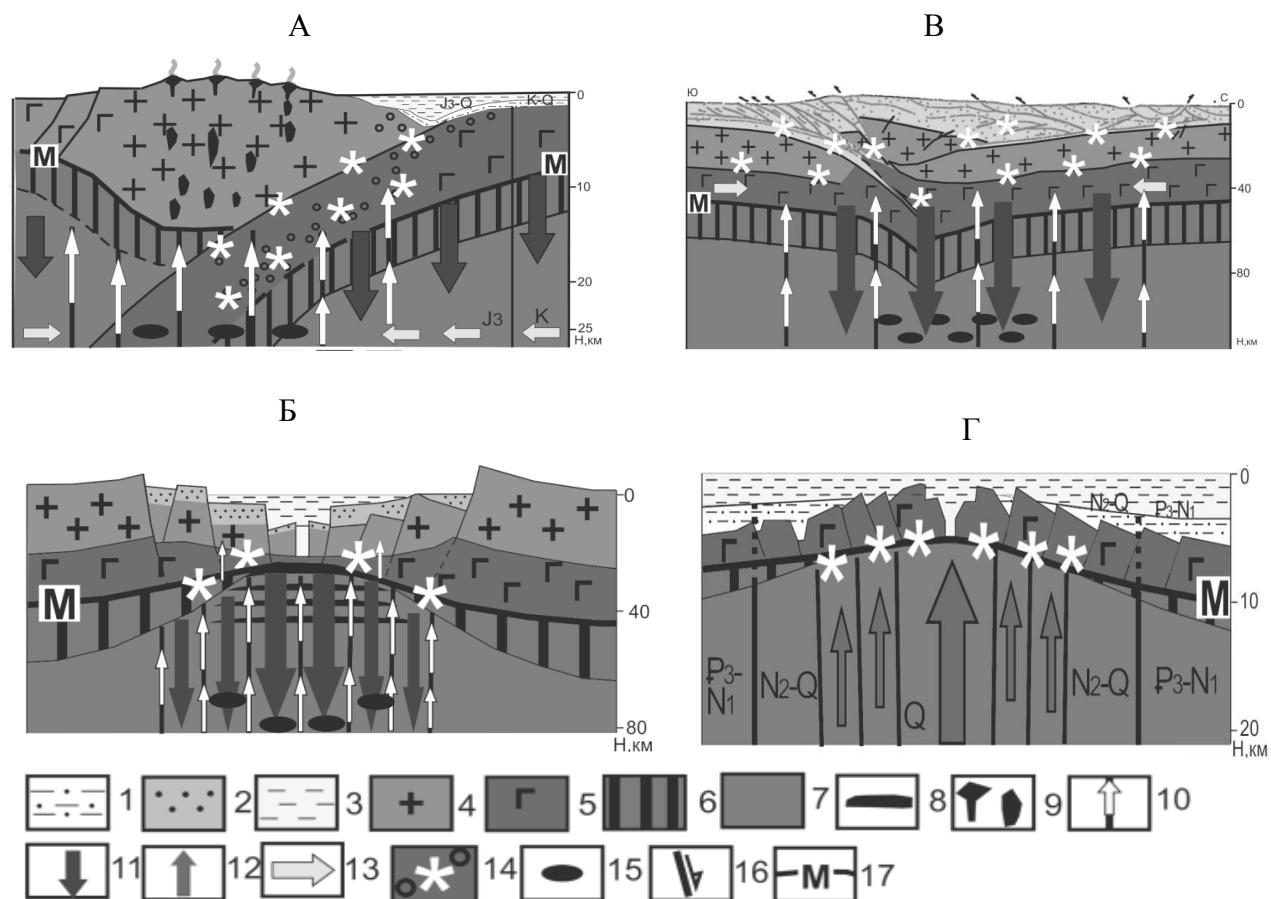
По приуроченности сильной сейсмичности к геодинамическим условиям выделены следующие геодинамические обстановки:

- пояса и области субдукции-дайвинга коромантинного вещества;
- современные формирующиеся или зарождающиеся внутри- и краинноконтинентальные рифтовые системы;
- пояса современных орогенов, включая складчато-надвиговые прилегающие предгорья;
- океанические пояса апвеллинга-спрединга.

Основные механизмы генерации напряжений в сейсмоактивных областях, связанных с указанными геодинамическими обстановками, представлены на **рис. 2**.

Для поясов и областей субдукции-дайвинга (**рис. 2А**), для современных формирующихся или зарождающихся внутри- и краинноконтинентальных рифтовых систем (**рис. 2Б**), а также для поясов современных орогенов, включая складчато-надвиговые прилегающие предгорья (**рис. 2В**), выделено два принципиальных механизма деформаций: пластический, связанный с разуплотнением в основном мантийного аморфизованного (Гуфельд, 2013, 2015) вещества за счет неравномерного по вертикали гравитационного погружения столбчатых тел на раздел ядро-мантия по причине наличия термоплюмов, подплавления вещества нижней мантии и установившегося конвективного процесса во всей конкретной группировке коромантинных секторов; и хрупкий, связанный с разрушением вещества хрупкой коры и части подкоровой мантии под влиянием того же гравитационного погружения столбчатых тел или по причине уже случившихся землетрясений при восстановлении объемной плотности пород в очагах пластических деформаций. Сам процесс восстановления состояния геосреды при этом связан с преодолением предела прочности разуплотненных пород в очаге под давлением вышележащего объема пород мантии и коры. При этом момент восстановления плотности (вероятно, частичного) может быть вызван выделением флюида в виде расплава, появляющегося при декомпрессии, или в результате насыщения разуплотняющегося мантийного вещества диффундирующими водородом, который еще больше снижает прочность породы в ре-

зультате процесса охрупчивания. Очаги пластических деформаций, судя по статистическим данным случившихся землетрясений, могут формироваться в породах верхней мантии фактически до её подошвы – 670-700 км.



A – поясов и областей субдукции-дайвинга; Б – внутри- и окраинно-континентальных рифтов; В – поясов современных орогенов, включая складчато-надвиговые предгорья; Г – океанических поясов и областей апвеллинга-спрединга. 1 - пострифтовые отложения; 2 - синрифтовые отложения; 3 – вода, 4 – гранитный слой, 5 – базальтовый слой, 6 - надастеносферная часть верхней мантии, 7 – мантия, 8 – латеральные и сублатеральные интрузии от восходящего магматизма, характерные для континентального и окраинно-континентального рифтогенеза, 9 - вулканы и очаги магмообразования, 10 – встречный гравитационному погружению восходящий магматизм по границам сопряжения столбчатых тел, 11 - направление гравитационного погружения, 12 – апвеллинг мантийного вещества, 13 – направления горизонтального движения коромантийных секторов, 14 - очаги хрупких деформаций, 15 - очаги пластических деформаций и глубокофокусных землетрясений, 16 - разрывные нарушения с направлением движения блоков, 17 - граница Мохоровичича

Рис. 2. Основные механизмы генерации напряжений в сейсмоактивных областях и подготовки очагов сильных землетрясений:

Для поясов современных орогенов и их складчато-надвиговых предгорий характерен механизм сейсмогенных деформаций, связанный с вертикальным и латеральным выжиманием как осадочных, так и в разной степени консолидированных пород переходного комплекса и фундамента, а также ранее образовавшихся пород магматического происхождения. При этом формируются поднятия разных типов, а также взбросы, надвиги, шарьяжи и вклинивания. Такой тип деформаций, по существу, является результатом продолжающегося гравитационного погружения мантийного вещества на раздел ядро-мантия под формирующимиися орогенами, снижения прочностных свойств за счет продолжающегося встречного погружению восходящего магматизма, потери плотности и аккреции окружающих коромантийных секторов к осевым зонам орогенов. Это и приводит к вертикальному и латеральному выжи-

манию пород верхней части коры. Формализованная схема очага дифференциации (деструкции) и подкоровых нисходящих течений под орогеном по Э. Краусу, а также похожая схема строения альпийского орогена с надвигами и шарьяжами выжимания еще в 1921 году была обоснована Л.Кобером. (Хайн, 1973).

С океаническими поясами апвеллинга-спрединга связан преимущественно сбросовый тип сейсмогенных деформаций (**рис. 2Г**), возникающих при очередных «импульсах» раздвижения океанических коромантийных секторов за счет действия поясов субдукции-дайвинга и конвекции в смежных группировках коромантийных секторов, разделенных океаническими рифтами.

Таким образом, для наиболее тектонически и сейсмогенно активных и катастрофичных геодинамических обстановок в пределах окраин континентов, окружающих Тихий океан, Антильских в Западной части Атлантики, Средиземноморских и Индонезийских в восточной части Индийского океана поясов и областей субдукции-дайвинга, для областей современного континентального и окраинно-континентального рифтогенеза Байкальской, Восточно-Африканской, на юго-восточном продолжении рифтовой системы моря Лаптевых, а также для всего Альпийско-Гималайского складчато-надвигового пояса и Карибской области первичным сейсмогенным процессом является дискретное по глубине, простирианию и времени формирование очагов разуплотнения вещества в процессе неравномерного гравитационного погружения столбчатых тел на раздел ядро-мантии и периодическое их «схлопывание» при преодолении предела прочности окружающих и вышележащих пород. Вторичными сейсмогенными процессами являются хрупкие деформации земной коры, вызванные процессами вертикального и латерального выжимания корового вещества, которые выражены разного типа разломами, сдвигами, взбросами, сбросами, надвигами, шарьяжами и вдвигами.

Сам факт приуроченности очагов сильных землетрясений к определенным по геологическому строению и геодинамике протяженным поясам, ограниченным по ширине, свидетельствует о том, что сильная сейсмичность в таких зонах связана не просто с тонущими в мантии литосферными слэбами, а с влиянием глубинных радиально растягивающих напряжений, вызывающих дискретно по разрезу и по простирианию деструктивный процесс и дифференциацию коромантийной оболочки на радиальные и субрадиальные условные «столбчатые» тела, разделенные каналами восходящего магматизма, обусловленного декомпрессией. Аналогичный процесс дискретной деструкции, но уже без «тонущих» слебов, наблюдается под активно формирующими континентальными рифтами и орогенами. Отметим, что под современными орогенами с прилегающими складчато-надвиговыми предгорьями могут оставаться фрагменты слебов, ранее существовавших областей субдукции-дайвинга, усложняющие интерпретацию данных сейсмотомографии и очагов сейсмичности.

За пределами первых главных трёх современных сейсмоактивных поясов и областей деструктивный процесс и сильная сейсмичность не наблюдаются, несмотря на то, что «деформационные волны, являющиеся продуктом внутренней активности среды» [Гуфельд, 2015], как действующий фоновый силовой фактор, должны приводить к аналогичным, местами сильным, сейсмическим явлениям. Но повсеместно или хотя бы более обширно, чем есть на самом деле, этого не наблюдается. Следовательно, этот факт является еще одним подтверждением того, что явления сильной сейсмичности на Земле связаны с дискретно проявляющимися дайвинг-деструктивными процессами, вызванными глобальным конвективным процессом, захватом мантийного вещества и его транзитом на постоянно действующую подпитку апвеллинга-спрединга в океанах.

В конкретных сейсмогеодинамических обстановках – субдукционных поясов и областей на активных окраинах континентов, внутри- и окраинно-континентальных рифтов, современных орогенов и их складчато-надвиговых предгорий, поясов океанического рифтинга и спрединга предложенные формализованные образы очагов подготовки сильных землетрясений легко адаптируются применительно к реальным тектоно-геодинамическим условиям и особенностям геологического строения коромантийной оболочки Земли.

Во всех случаях конкретные очаги землетрясений формируются в результате движения и перераспределения объёмов коромантийного вещества, изменяющих поля напряжений, за счет флюидодинамики (магматизма, дегазации), а также петрологических и др. процессов, приводящих на локальных участках к преодолению предела прочности горных пород и быстрым изменениям структуры в коре и верхней мантии, образованию или активизации тектонических нарушений, подъемам, погружениям и др. смещениям в глубине и/или на поверхности. Для более достоверного прогноза прежде всего сильных землетрясений необходимо осуществлять мониторинг не только состояния сейсмогенных элементов на поверхности, но, главное, геодинамики и кинематики тектонических элементов и объёмов коромантийного вещества на локальном, региональном и даже глобальном (планетарном) уровне наблюдений.

Литература.

1. *David C. Rubie, Rob D. van der Hilst. Processes and consequences of deep subduction: introduction. Physics of the Earth and Planetary Interiors* 127 (2001) 1–7.
2. *Лобковский Л. И., Никишин А. М., Хайн В. Е. Современные проблемы тектоники и геодинамики.* – М.: Научный мир, 2004. – 612 с.
3. *Пущаровский Ю. М. Глубины Земли: строение и тектоника мантии. Природа.* №3, 2001. С. 13-15.
4. *Астафьев Д. А. Группировки коромантийных плит в современной геодинамике Земли. Фундаментальные проблемы геотектоники. Материалы XL Тектонического совещания Межведомственного тектонического комитета РАН.* М.: ГЕОС, 2007. С.31-35.
5. *Астафьев Д. А., Капунов В. Г., Шеин В. А., Черников А. Г. Обоснование первоочередных для проведения поисково-разведочных работ зон нефтегазонакопления на шельфе морей Восточной Арктики// Вести газовой науки: Современные подходы и перспективные технологии в проектах освоения нефтегазовых месторождений российского шельфа – М.: Газпром ВНИИГАЗ, 2013. – № 3 (14). – С. 70-78.*

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ И ОЦЕНКА СЕЙСМИЧНОСТИ ТЕРРИТОРИИ СТРОИТЕЛЬСТВА НОВОГО ЦЕНТРА СТОМАТОЛОГИИ В АШХАБАДЕ

Байрамова И.А.¹, Рахманова М.С.²

¹*Научно-исследовательский институт Природного газа ГК «Туркменгаз»,
г. Ашхабад, Туркменистан*

²*Научно-исследовательский институт Сейсмостойкого строительства Министерство
Строительства и архитектуры Туркменистана, г. Ашхабад, Туркменистан*

Аннотация. В статье рассмотрены гидрогеологические условия строительства нового центра стоматологии в г. Ашхабаде. В связи с тем, что гидрогеологические и сейсмические условия сложные для строительства, показана необходимость выполнения инженерной подготовки грунтового основания согласно действующим нормативным документам.

Площадка строительства нового центра стоматологии в административном отношении находится в юго-западной части территории города Ашхабада. Инженерно-геологические изыскания на площадке строительства нового центра весной 2023 года проводили геологи НИИ Сейсмостойкого строительства МСиАТ. Участок строительства в геоморфологическом отношении приурочен к предгорной пролювиальной равнине Центрально-го Копетдага. Рельеф территории площадки объекта наклонный, тип –техногенный. Общий уклон поверхности земли с юга на север, абсолютные отметки на площадке изменяются в интервале от 234.57 м (скв.№11) до 238.05 м (скв.№2). Перепад рельефа на территории площадки нового центра составляет 3.48 м.

В геологическом строении площадки объекта участвуют отложения верхнечетвертично-современного пролювиального комплекса (*pQIII-IV*) предгорной равнины Центрального Копетдага. Они литологически представлены в пределах верхней 10-30-метровой толщи супесями легкими, твердыми, с включениями гравия до 5%, галечниковым грунтом с супесчаным заполнителем до 30%, малой степени влажности, гравийным грунтом с супесчаным заполнителем до 30%, средней степени влажности и галечниковым грунтом с супесчаным заполнителем до 30%, насыщенным водой, частично с валунами. [1]

На площадке строительства нового центра грунтовые воды до 10-30 м вскрыты на глубинах от 20.70 м (скв.№1) до 22.20 м (скв.№2) (весна 2023 г.). Гидрогеологические условия территории участка благоприятные для строительства объекта как в строительном, так и в сейсмическом отношениях. [2]

По материалам инженерных изысканий площадки строительства нового центра установлено, что толща оснований неоднородна и сформирована пролювиальными грунтами. Здесь выделено 5 (пять) инженерно-геологических элементов (ИГЭ) (по ТДС-20522-96 и ТДС 609-2003):

ИГЭ-1 – насыпной техногенный грунт – это асфальт и галечник.

Верхнечетвертично – современные пролювиальные (*pQIII-IV*) отложения:

ИГЭ-2 – супеси легкие твердые, с включениями гравия до 5 %.

ИГЭ-3 - галечниковый грунт с супесчаным заполнителем до 30%, малой степени влажности.

ИГЭ-4 - гравийный грунтом с супесчаным заполнителем до 30%, средней степени влажности.

ИГЭ-5 - галечниковый грунт с супесчаным заполнителем до 30%, насыщенный водой, частично с валунами.

Основным фактором, осложняющим инженерно-геологические условия, является высокая сейсмичность территории нового Центра и вытекающая отсюда сейсмическая опасность [3].

Согласно Национальной карте общего сейсмического районирования территории Туркменистана (НКСРТ-2017) город Ашхабад отнесен к зоне с исходной 9-балльной сейсмичностью. По СНТ 2.01.08-20 (табл.1) вскрытые грунты площадки нового центра отнесены ко II и к III категориям по сейсмическим свойствам. Вскрытые грунты - непросадочные. В связи с тем, что на площадке объекта вскрыты грунты III категории мощностью менее 5 метров, расчетная сейсмичность площадки нового центра установлена на уровне исходной для г. Ашхабада – 9 баллов при II категории грунтов.

Инженерно-геофизические исследования на площадке объекта нового центра стоматологии проводили весной 2023 г специалисты-геофизики Института Сейсмологии и физики атмосферы АНТ. Эти исследования состояли из:

- 1) Регистрация тромографом «TROMINO» на грунте для оценки скоростного разреза по спектральному отношению горизонтальных к вертикальной компонент (H/V) сейсмического шума ($HVSР$ -анализ);
- 2) Определение среднего значения скорости поперечной волны (V_s) в верхней толще разреза от поверхности до глубины 30 метров $V_{s(0.0-30.0\text{ m})}$.
- 3) Построение обобщенной многослойной V_s -модели предполагаемого разреза 30-метровой толщи грунтов.

По записям прибора «TROMINO», регистрирующего естественный фон помех геофизики ИСиФА определяли различные сейсмические параметры грунтов площадки объекта. Оценка сейсмических свойств грунтов предполагает изучение локальных резонансных явлений в осадочных породах, обычно называемых «сайт-эффектом», т.к. проявление резонанса может привести к существенному изменению интенсивности колебательного процесса в диапазоне частот от 0.3 до 15 Гц. Функция «сайт-эффекта» при небольших напряжениях может быть определена как спектральное отношение горизонтальной и вертикальной компонент (H/V) движения грунта. Полагается, что на величину вертикальной компоненты фонового сейсмического шума не влияют особенности поверхностных слоев, представленных рыхлыми неустойчивыми породами. Применяя программу «Grilla» можно подобрать и совместить (H/V) теоретическую (синтетическую) кривую с экспериментальной кривой, построенной по измеренным данным. График функции $HVSР$ -анализа вычисляется как средние значения спектров горизонтальных компонент, делённых на спектр вертикальной составляющей сейсмического шума (H/V). Причем в разрезе выделяются несколько слоёв различной мощности, отражающие на кривой H/V соответствующие пики и локальные минимумы и максимумы. [4]

При анализе полученных данных в пунктах регистрации №1---№6 выделены по 3 пика. Здесь выделена первая поверхностная аномалия с амплитудой 1.06-5.46 на частоте 62.92-68.45 Гц и она связана с первым от поверхности супесчаным слоем мощностью до 0.37-0.474 метра. Вторая аномалия с амплитудой 1.91-3.23 выявлена на частоте 18.95-24.95 Гц и она так же связана с супесчаными отложениями на глубинах от 1.89 до 2.74 м. Так же на всех площадках на частотах от 1.03 до 1.20 Гц выделяется пик фундаментальной частоты колебаний грунта с амплитудой на точке №1 – 0.96; на точке №2 – 1.04; на точке №3 – 0.84; на точке №4 – 1.06 и на точке №5 – 0.81. Предположительно эти пики связаны с коренными разноплотными отложениями, залегающими по данным $HVSР$ -анализа в интервале глубин от 57.92 до 69.74 м. Эти аномалии при определенных условиях могут привести к проявлению «сайт-эффекта», т.е. усилию колебаний грунта при землетрясениях на исследуемых пло-

щадках. На основе проведенного анализа результатов наблюдений была построена многослойная V_s -модель разреза грунтов площадки нового центра, а также были вычислены средние значение скорости поперечных волн $V_{s(0-30m)}$ верхней толщи разреза от поверхности до глубины 30 метров:

$$V_{s(0-30m)} = 339 \text{ м/св районе скважины №1} ;$$

$$V_{s(0-30m)} = 272 \text{ м/св районе скважины №2};$$

$$V_{s(0-30m)} = 281 \text{ м/св районе скважины №3} ;$$

$$V_{s(0-30m)} = 255 \text{ м/св районе скважины №5};$$

$$V_{s(0-30m)} = 381 \text{ м/св районе скважины №9}.$$

Выводы. 1. Инженерно-геологические и сейсмические условия площадки нового центра стоматологии сложные для строительства.

2. Рельеф территории площадки объекта наклонный, тип – техногенный, перепад рельефа на территории составляет 3.48 м.

3. Вскрытая грунтовая толща неоднородная и здесь выделены 5 инженерно-геологических элементов. Вскрытые грунты площадки незасоленные, засоленные и непросадочные.

4. Грунтовые воды на площадке строительства объекта до глубины 10-30 м вскрыты на глубинах от 20.70 м (скв.№1) до 22.20 м (скв.№2) (март 2023 г.). Гидрогеологические условия территории благоприятные как в строительном, так и в сейсмическом отношениях.

5. Расчетная сейсмичность площадки нового центра установлена на уровне 9 баллов при II категории грунтов по сейсмическим свойствам.

6. Результаты методики HVSР-анализа подтверждают перспективность её применения для оценки сейсмических свойств грунтов для целей сейсмостойкого строительства в Туркменистане.

Литература.

1. Агаева Л.А., Байрамова И.А., Эсенов Э.М. Просадочные и сейсмические свойства лесовых грунтов Туркменистана. “Проблемы освоения пустынь”. Международный научно-практический журнал. №1-2. Ашхабад. 2021. - С.62-64.

2. Байрамова И.А. Подземные воды Туркменистана. – Ашхабад: Туркменская Государственная Служба Печати. 2012. – 206 с.

3. Джсурик В.И., Павлов О.В. и др. Оценка влияния грунтовых условий на сейсмическую опасность. -М., Наука, 1988. - 224 с.

4. Абасеев С., Атаев А.К., Ходжаев А., Эфендиев М.И. Оценка резонансных колебаний высотных зданий по данным измерений сейсмического шума. Журнал «Наука и техника Туркменистана». №4. Ашхабад. Ылым. 2014. - С.91-95.

УДК 553,521 (575.16)

ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ГОР БУКАНТАУ И ИХ МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Баратов А.Н., Мухтаров Ш.З.

Университет геологических наук, г. Ташкент, Узбекистан

Аннотация. Центрально букантауский диоритовый дайковый комплекс также представляет интерес для исследований, так как дайки могут быть местами сконцентрированного размещения полезных ископаемых. Анализ структуры и состава этих дайков помогает определить их потенциальную рудоносность и влияет на оптимизацию геологоразведочных работ.

Ключевые слова: Букантау, биотит, базы, гранитоидный, кварц, комплекс, магматизм, образования, пород, фаза, эндогенных месторождений.

Введение. Расширения минерально-сырьевой базы Республики Узбекистан и конкретно Букантауского горнорудного района, а также открытие в регионе горно-металлургического завода стимулировало активные геолого-съемочные и геологоразведочные работы в горах Букантау. Установлено, что формирование эндогенных месторождений на площади исследований, тесно связано с проявлением гранитоидного магматизма, герцинского этапа развития, в связи с чем, изучение состава этих образований имеет важное практическое значение.

Площадь работ располагается в пределах Южного Тянь-Шаня на севере Центральных Кызылкумов в Южно-Букантауской структурно-формационной зоне. В геологическом строении площади принимают участие палеозойские, мезозойские и кайнозойские отложения. Палеозойские образования, вмещающие главные рудно-магматические системы, входят в состав Южно-Букантауской структурно-формационной зоны. В ее пределах выделяются Кокпатасская, Каражахская и Бозтау-Окжетпесская структурно-формационные подзоны [1, 2].

Инtrузивные образования широко представлены в горах Букантау. Здесь выделяются: букантауский гипербазит-габбро-плагиогранитовый комплекс *PZ1?b*, бокалинский тоналит-трондемитовый комплекс *C3b*, кокпатасский монцодиорит-гранодиоритовый комплекс *C3k*, алтынтауский гранодиорит-адамеллит-гранитовый комплекс *C3-P1a*, сарытауский трондемит-адамеллитовый комплекс *C3-P1s*, саутбайский монцонит-сиенит-граносиенитовый комплекс *C3-P1st*, центрально букантауский диоритовый дайковый комплекс *Pc*, лампроитовый комплекс «Каражохо» *Pkr*, южнотяньшаньский комплекс щелочных габброидов - *T2-3 ju* [3].

Сарытауский трондемит-адамеллитовый комплекс Ps. Данный комплекс является главным рудоносным гранитоидным комплексом Южного Букантау, представлен несколькими крупными массивами и мелкими штоками. В интрузиве главная фаза представлена адамеллитами и адамеллит-порфирами. Порфировое сложение особенно проявлено в эндоконтактовых частях с хорошо выраженной зоной закаливания. Гранитоиды светло-серые, массивные, фанеритового облика, местами порфировидные. Породы дополнительной фазы отличаются более светлой окраской, меньшей размерностью зерен, большим количеством калишпата. Структура пород, порфировидная с гипидиоморфнозернистой (калишпат, кварц, плагиоклаз, биотит) и микропегматитовой основной массой. Порфировые выделения представлены калинатровым полевым шпатом микропегматитового строения и плагиоклазом переменно-зонального строения. Количественный минеральный состав фазовых гранитоидов - кварц (25-31%), плагиоклаз (35-46%), калишпат (10-24%), биотит (10-16%), рудные и акцессорные (1-3%); дополнительной фазы - кварц (31-33%), плагиоклаз (33-35%), калишпат (23-28%), биотит (1.7-7.3%), рудные и акцессорные (1.7-7.3%).

Саутбайский монцонит-сиенит-граносиенитовый комплекс Pst. Наиболее распространенными породами комплекса являются кварцевые сиениты и граносиениты. Макроскопически они представлены равномернозернистыми крупно-среднезернистыми пестрыми розовато-серыми, серо-розовыми, розовато-серо-зелеными породами. Состав: микроклин-микроперит (50-60%), плагиоклаз (20-25%), биотит (10-15%), кварц (7-10%). По плагиоклазу развит серицит, по биотиту хлорит, кальцит, окислы железа. Структура пород гипидоморфнозернистая. Отмечаются порфировидные разновидности. Порфировые вкрапленники (до 15 мм) представлены микроперитом (30-40%), калишпатом (45-50%), олигоклазом и кварцем (5-12%). Основная масса - интергранулярная, состоит из кварца, плагиоклаза, зеленой роговой обманки, биотита. Количество кварца в породе до 15%, темноцветных - 10-15%.

Центральнобукантауский диоритовый дайковый комплекс Pcb. Дайки комплекса слагают Кокпатаасский дайковый пояс, вытянутый в субширотном направлении почти на 60 км при средней ширине 10-15 км. Описываемые дайки обычно имеют изогнутую или извилистую форму, редко прямолинейны, длина их от десятков метров до 800 м, мощность 1-5 м. Сложены серыми, темно-серыми, зеленовато-серыми породами порфировой структуры. Во вкрапленниках - в разной степени пелитизированный и серицитизированный средний плагиоклаз (андезин), частично или полностью разложенные биотит и амфибол (роговая обманка). Основная масса биотит-амфибол-полевошпатовая с кварцем, мелко-, тонкозернистая и нередко криптозернистая, обычно разложенная. Структура основной массы микрогипидоморфнозернистая, микроаллотриоморфнозернистая, призматическизернистая, микропойкилитовая, микролитовая. Количество темноцветных минералов изменчиво, встречается существенно биотитовые или роговообманковые разности.

Заключение. Главные рудоформирующие интрузивные комплексы восточной части гор Букантау представлены сарытауским трондьемит-адамеллитовым, саутбайским монцонит-сиенит-граносиенитовым и центральнобукантауским диоритовым дайковым комплексами. Наличие указанных магматических пород являются одним из важных критериев прогноза эндогенного оруденения.

Литература.

1. Бухарин А.К., Брежнев В.Д., Масленникова И.А. и др. Тектоника Западного Тянь-Шаня.- М., Наука. 1989. - 152 с.
2. Геология и полезные ископаемые Республики Узбекистан. (Гл. ред. Шаякубов Т.Ш., Далимов Т.Н.). Ташкентский Университет, 1998. - 723с.
3. Карта магматических комплексов Узбекской ССР. Туляганов Х.Т., Юдалевич З.А., Коржаев В.П. и др. Ташкент: Фан, 1984. - 385 с.

Granitoid magmatism in the eastern part of the Bukantaumountains and their mineralogical and petrographic characteristics

Baratov A.N., Mukhtarov Sh.Z.

University of Geological Sciences, Tashkent, Uzbekistan

Abstract. The Central Bukantau diorite dike complex is also of interest for research, since dikes can be places of concentrated distribution of minerals. Analysis of the structure and composition of these dikes helps to determine their potential ore content and influences the optimization of exploration work.

Keywords: Bukantau, biotite, bases, complex, endogenous deposits, formations, granitoid, magmatism, rocks, phase, quartz.

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ
НА ОСТРОВАХ большой КУРИЛЬСКОЙ ГРЯДЫ
ЗА ИЮЛЬ-АВГУСТ 2023 ГОДА

Боборыкина О.В.¹, Мануилова Е.А.¹, Фоменко С.В.², Плотников И.В.³, Мисюк А.В.⁴

¹ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

² Научно-технический и экспертный центр новых экотехнологий в гидрогеологии
и гидротехнике «НОВОТЭК», г. Белгород, Россия

³ Всероссийский научно-исследовательский институт систем орошения и
сельхозводоснабжения «Радуга», г. Санкт-Петербург, Россия

⁴ Институт экологии Волжского бассейна РАН, г. Тольятти, Россия

Аннотация. В работе представлены предварительные результаты геолого-геофизических исследований на островах Большой Курильской гряды, проведенных в рамках в четвертого этапа комплексной долгосрочной экспедиции на острова Курильской гряды «Восточный бастион — Курильская гряда».

Введение. В период с 15 июля по 12 августа 2023 г. авторы данной работы принимали участие в четвертом этапе комплексной долгосрочной экспедиции на острова Курильской гряды «Восточный бастион — Курильская гряда», проводимой Русским географическим обществом и Экспедиционным центром Министерства обороны РФ. Исследования проводились на архипелаге, состоящем из трех островов: о. Симушир (район бухты Броутона, полуостров Восточная Клешня — уч. иссл. № 1; перешеек Косточки — уч. иссл. № 5; кратер вулкана Заварицкого — уч. иссл. № 6), о. Уруп (полуостров Ван-дер-Линд — уч. иссл. № 2; бухта Алеутка — уч. иссл. № 3), о. Броутона (юго-западное побережье — уч. иссл. № 4). Обзорная карта района исследований приведена на рис. 1.



Условные обозначения: прямоугольные области — участки детальных исследований и их номера

Рис. 1. Обзорная карта района работ

Перечисленные острова принадлежат к Средней (о. Симушир, о. Броутона) и Южной (о. Уруп) группе Большой Курильской Гряды и представляют собой центральный фрагмент вулканической островной дуги, вытянутой с северо-востока на юго-запад. С востока она омывается водами Тихого океана, с запада — Охотского моря.

Курильская островная дуга представляет собой область повышенной сейсмической и вулканической активности. Здесь находится более 80 наземных вулканов. Около 40 из них являются действующими и потенциально активными. Также на этой территории расположено около 100 подводных вулканов. В нашей стране это единственный регион, где молодой

(неоген-четвертичный) вулканизм связан с взаимодействием океанической и континентальной литосферными плитами.

Большая Курильская гряда сложена исключительно породами неогенового и четвертичного возраста. Неогеновые образования в пределах исследуемой территории подразделяются на три толщи: верхнемиоцен-плиоценовую (рыбаковская, округловская свиты), плиоценовую (камуйская свита) и плиоцен-ранненеоплейстоценовую (фрегатская и левашовская толщи). Четвертичные образования подразделяются на образования эоплейстоцен-средненеоплейстоценового (головнинская свита), средненеоплейстоценового (озерновский дакитовый комплекс), верхненеоплейстоценового (рекорская свита) и современного возраста (богатырский и вернадсовский андезитовые комплексы) [1].

Методы и результаты исследований. В ходе экспедиции проведены геофизические, тектонофизические и геологические исследования на о. Симушир (рис. 2), о. Уруп и о. Броутона (рис. 3).

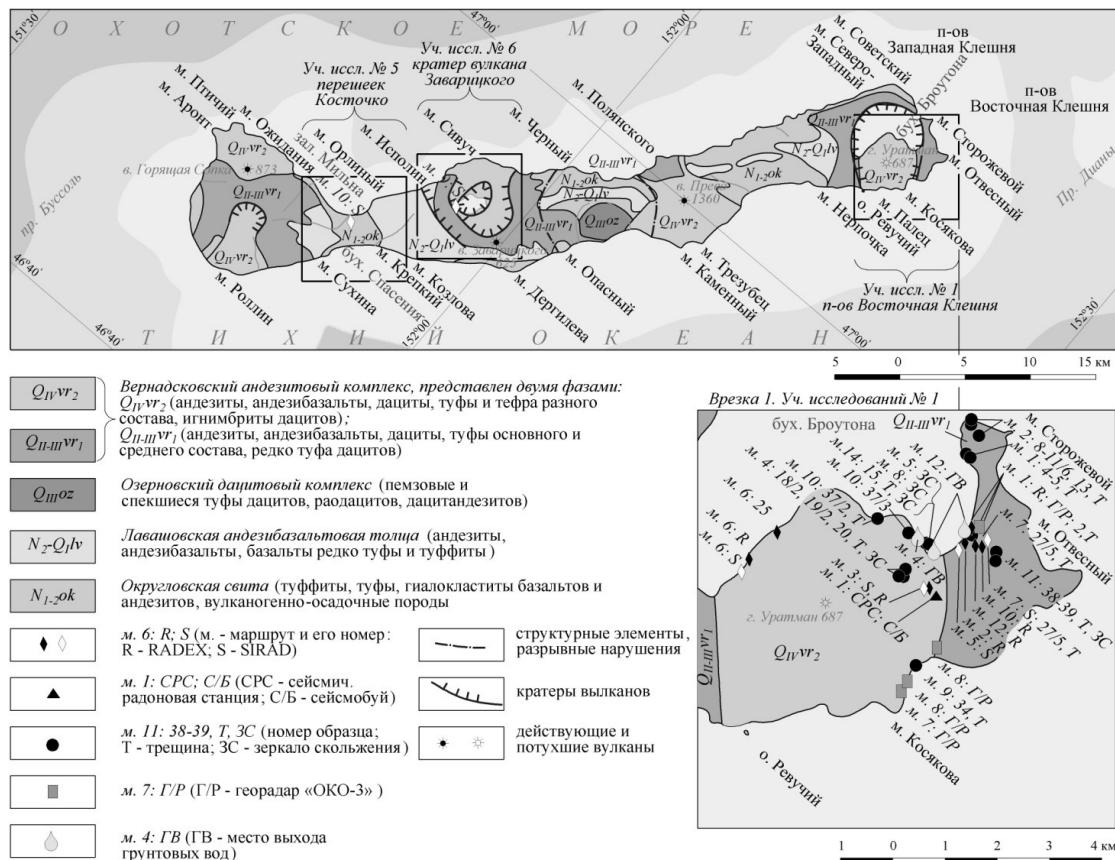


Рис. 2. Карта фактического материала острова Симушир

Были проведены эманационные съемки сейсмической радоновой станцией — СРС 05 и детекторами-индикаторами радона следующих модификаций: SIRAD MR-106, SIRAD MR-106N и RADEX MR107, предназначенными для оценки объемной активности радона (ОАР). Полученные с помощью детекторов-индикаторов значения интерпретируются в Bk/m^3 по трём алгоритмам: пороговому, текущему и усреднённому. СРС 05 - более профессиональный и точный прибор, позволяющий измерить объёмную активность ^{222}Rn , ^{220}Rn в почвенном слое, а также параметры окружающей среды - температуру, относительную влажность и давление. Радон - радиоактивный газ природного происхождения, не имеющий запаха, цвета и вкуса. Аномальные показатели ОАР многими исследователями рассматриваются как признак готовящихся сейсмических событий, извержения вулканов, а также используются для изучения напряженно-деформационного состояния верхней части геологической среды [2, 3].

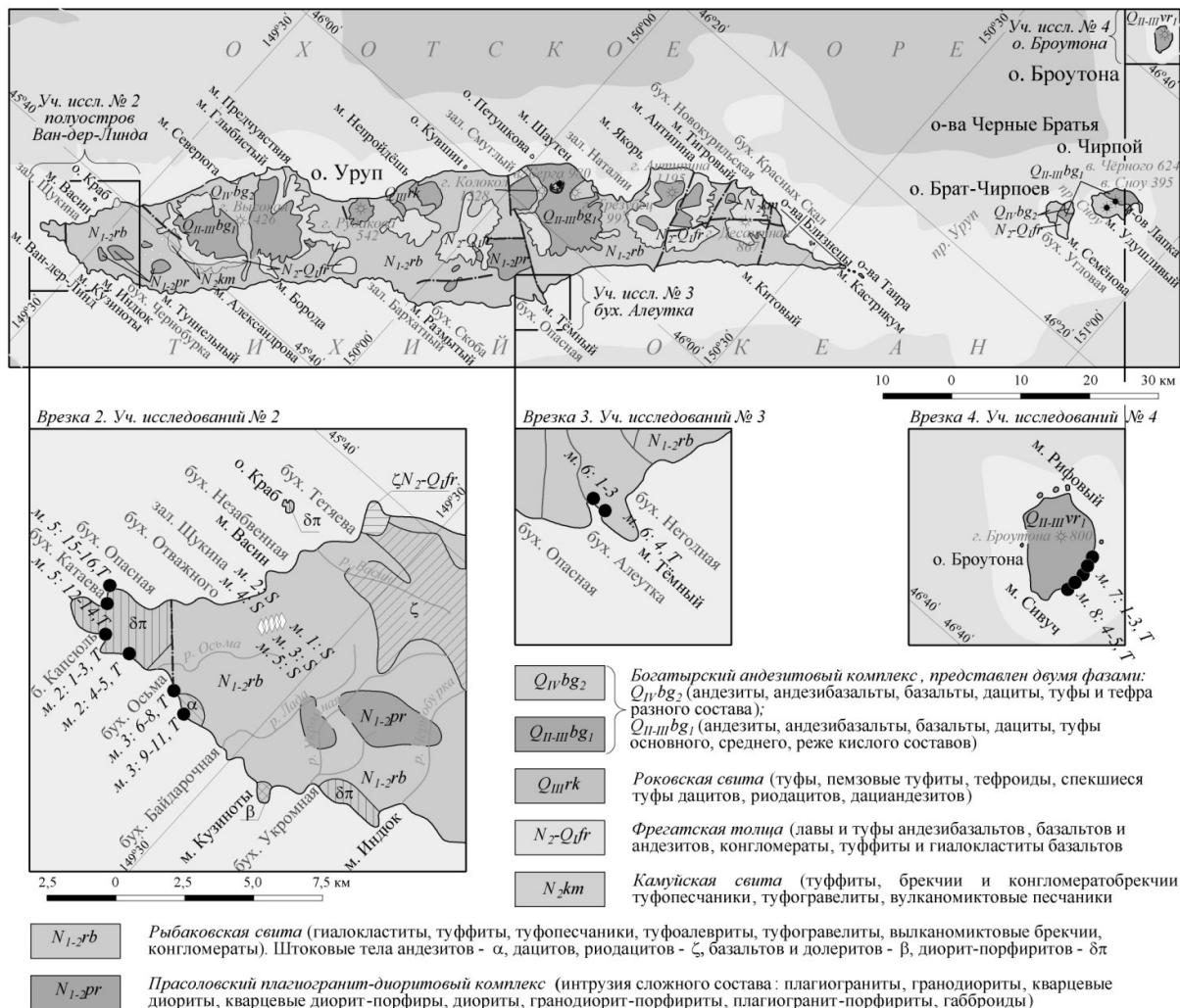


Рис. 3. Карта фактического материала островов Уруп и Броутона

Съемка сейсмической радоновой станцией была проведена на территории о. Симушир в районе бухты Броутона (рис. 2, врезка 1). Прибор был установлен возле лагеря экспедиции в заброшенном ангаре в шурфе на глубине 0.7 м (48 измерений в сутки). К сожалению, длительных наблюдений получить не удалось, так как сменные аккумуляторы в условиях постоянной и высокой влажности имели ограниченное время работы. Из полученной записи можно сделать вывод о стабильных показателях ^{222}Rn , ^{220}Rn в рамках нормы. Датчик радона SIRAD MR-106N был установлен в подвальном помещении экспедиционного лагеря. Время съемки — 10 дней. Значение измерения составило $50 \text{ Бк}/\text{м}^3$, что соответствует норме для жилого здания ($100 \text{ Бк}/\text{м}^3$ считается пороговым значением). Датчик SIRAD MR-106 устанавливался на перешейке Косточки с охотомосркой стороны (уч. иссл. № 5) и на береговой линии оз. Бирюзовое, расположенного в кратере вулкана Заварыцкого (уч. иссл. № 6). Установка прибора осуществлялась в шурфы на глубину порядка 0.6 м. По обеим точкам наблюдений были получены фоновые значения ОАР.

Для оценки ОАР на о. Уруп проводились аналогичные работы с использованием детекторами-индикаторами радона базовой комплектации (SIRAD MR-106). Место установки прибора было выбрано по результатам рекогносцировки в зоне предполагаемых дизъюнктивных дислокаций (тектонических нарушений). Выбранный профиль располагался в пределах полуострова Ван-дер-Линд (рис. 3, врезка 2). Прибор устанавливался в пяти точках наблюдения, по профилю (общая длина порядка 300 м) в крест простириания с предполагаемым тектоническим нарушением, шаг установки варьировал от 50 до 100 м.

Методика установки прибора оставалась прежней, продолжительность измерений в каждой точке составляла от 0.5 до 2 суток. Полученные результаты измерений дают основание считать, что выбранный профиль подсек зону тектонических нарушений, т.к. в центральных точках наблюдений были получены повышенные текущие значения ОАР радона от 60 до $264 \text{ Бк}/\text{м}^3$, при этом в крайних точках отмечались фоновые значения.

Парой датчиков RADEX MR107 был пройден профиль поперек геологического разлома (**рис. 2, врезка 1**). Количество точек на профиле — 4, общая его длина составила 30 м. Заложение профиля основано на геоморфологических наблюдениях: осипной склон, не вписывающийся в общее направление осипания, изменение высотного положения морской террасы на разных блоках разлома. Приборы установлены на глубине 0.3-0.4 м. Время съемки в каждой точке ~ 24 ч. Значения измерений изменялись от 60 до $198 \text{ Бк}/\text{м}^3$, что является выше фонового значения.

Для контроля за сейсмической обстановкой и изучения взаимосвязи сейсмичности с флюидно-динамическими процессами региона на о. Симушир на время экспедиции была установлена широкополосная сейсмическая станция — однокомпонентная автономная станция (сейсмобуй), разработанная в ИФЗ РАН на основе молекулярно-электронного сейсмометра СМЕ-4211 [4].

Для обеспечения стабильности измерений в случае осадков сейсмическая станция была установлена в ангаре рядом с СРС. Станция была полностью погружена в грунт на глубину 0.5 м. Автономная станция включает в себя встроенный аккумулятор, рассчитанный на работу в течение одной недели [4]. В результате были получены два непрерывных интервала наблюдений (время UTC): 19-Jul-2023 23:38:25 - 29-Jul-2023 03:49:00 и 31-Jul-2023 01:45:08 - 04-Aug-2023 04:00:00.

За этот период в радиусе 600 км от места установки сейсмической станции произошло порядка 10 сейсмических событий. Примеры сейсмограмм землетрясений, записанных во время проведения экспедиции, представлены на **рис. 4**.

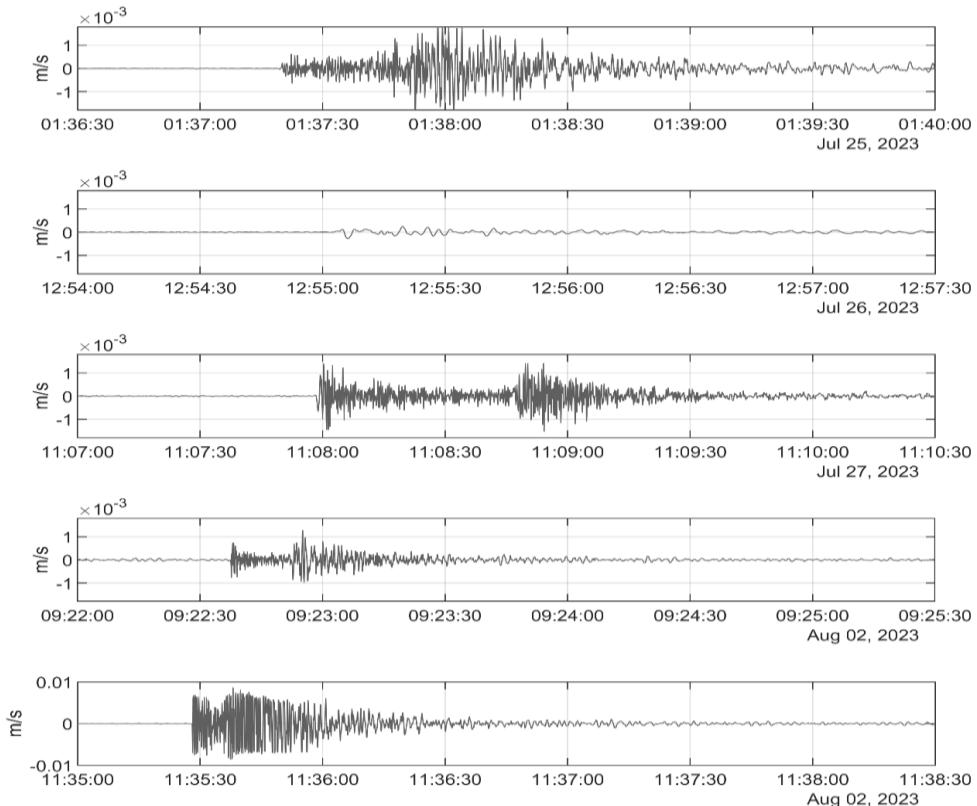


Рис. 4. Сейсмограммы землетрясений, записанных во время экспедиции

Наибольший интерес представляет последнее землетрясение, которое произошло поблизости и ощущалось участниками экспедиции. По сейсмограмме события можно судить, что колебательная скорость смещений поверхности земли достигала 8 мм/с , что советует землетрясению 4.0-5.0 магнитуд. При этом следует учитывать, что полученное значение амплитуды находится за пределами динамического диапазона прибора.

На о. Симушир проведена съемка георадаром «ОКО-3» с антенным блоком Тритон-М. Это современный геофизический прибор, позволяющий обнаруживать неоднородности и нарушения в геологической среде на глубине до 18 м. Всего пройдено 16 профилей общей протяженностью 1.1 км. Полученные данные находятся в обработке.

Также на о. Симушир выполнены замеры зеркал скольжения, которые образуются по сколовым тектоническим нарушениям, и представляют следы относительного перемещения крыльев разрывов (трещин) в виде борозд скольжения, уступов, минерального выполнения и примазок тектонита для проведения реконструкции параметров тектонических напряжений [5]. Замеры сделаны в 5 точках (**рис. 2, врезка 1**). Общее количество замеров – 52.

В ходе геологических маршрутов, на исследуемом архипелаге, с применением горно-геологических компасов осуществлялось описание обнажений горных пород и измерения их элементов залегания, с последующим отбором образцы для дальнейших петрологических исследований.

Выводы. 1. Проведены комплексные геолого-геофизические исследования на о. Симушир, о. Уруп, о. Броутона.

2. Впервые на о-вах Симушир и Уруп проведена оценка ЭРОА радона и его дочерних изотопов, выявлены зоны его повышенных значений, приуроченные к дизъюнктивным дислокациям (разломам), установленным по геоморфологическим наблюдениям.

3. Впервые на о. Симушир проведены исследования георадаром.

4. Возобновлены наблюдения за сейсмической обстановкой исследуемого района (предыдущие наблюдения стационарно проводились с 1962 г. по 1994 г.).

5. Выполнены замеры зеркал скольжения, позволяющие сделать выводы о напряженно-деформированном состоянии территории.

6. Проведено геологическое описание обнажений горных пород, отобраны образцы для дальнейших петрологических исследований, направленных на установление точного состава и определения условий их образования.

7. Установлено, что в геологическом плане исследуемый архипелаг отличается довольно высокой сейсмической активностью и представлен породами верхнего структурного яруса — неогеновыми и четвертичными образованиями.

Исследование выполнено в рамках госзадания ИФЗ РАН и в рамках заданий 4 этапа комплексной долгосрочной экспедиции на острова Курильской гряды «Восточный бастion – Курильская гряда», проводимой Русским географическим обществом и Экспедиционным центром Министерства обороны РФ

Литература.

1. Атлас Курильских островов. – М.; – Владивосток: ИПЦ «ДИК», – 2009. - 516 с.
2. Рудаков В.П. Эманационный мониторинг геосред и процессов. – М.: Научный мир, 2009. - 176 с.
3. Фирстов П.П., Макаров Е.О. Динамика подпочвенного радона на Камчатке и сильные землетрясения. – Петропавловск-Камчатский: Камчатский гос. ун-т им. Витуса Беринга, 2018. - 148 с.
4. Собисевич А.Л., Преснов Д.А., Агафонов В.М., Собисевич Л.Е. Вмораживаемый автономный геогидроакустический буй нового поколения // Наука и технологические разработки. 2018. - Т. 97. - № 1. - С. 25-34.
5. Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В. От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методы и алгоритмы / Ю.Л. Ребецкий, Л.А. Сим, А.В. Маринин; отв. редактор Ю.Г. Леонов; Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. – Москва: Издательство ГЕОС, 2017. - 234 с.

ГЛУБОКИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ТУРКМЕНИСТАНА И СЕВЕРНОГО ИРАНА

Бурмин В.Ю., Петросян Г.Р.

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта, РАН, г. Москва, Россия

Аннотация. Сравниваются распределения гипоцентров землетрясений Туркменистана и Северного Ирана полученные по данным каталога ISC за период с 1964 по 2021 гг. и результаты пересчёта гипоцентров по данным бюллетеня ISC этот же период. Всего каталог ISC за указанный период содержит около 6000 событий с магнитудой больше 2.5. Авторами пересчитаны гипоцентры чуть больше 2100 землетрясений. Показано, что глубины очагов землетрясений в рассматриваемых районах могут располагаться на глубинах до 600 км, в то время как по данным каталога ISC максимальные глубины очагов не превосходят 100 км. Существование глубоких землетрясений для Туркменистана и Северного Ирана не является уникальным. Так по полученным ранее данным для Крымско-Черноморского региона отмечены очаги землетрясений с глубинами до 300 км, на Кавказе до глубин 500 км.

Вопросам сейсмичности территории Туркменистана и северо-востока Ирана к настоящему времени опубликовано не так много работ. В тоже время некоторые районы Туркменистана отличаются высокой сейсмичностью наряду с наиболее сейсмоактивными зонами бывшего СССР. Достаточно упомянуть знаменитое разрушительное Ашхабадское землетрясение, которое произошло 5 октября 1948 года.

Здесь сравниваются распределения гипоцентров землетрясений Туркменистана и Северного Ирана полученные по данным каталога ISC за период с 1964 по 2021 г. и результаты пересчёта гипоцентров по данным бюллетеня ISC этот же период. Всего каталог ISC за указанный период содержит около 6000 событий с магнитудой больше 2.5. Авторами пересчитаны гипоцентры чуть больше 2100 землетрясений. Показано, что глубины очагов землетрясений в рассматриваемых районах могут располагаться на глубинах до 600 км, в то время как по данным каталога ISC максимальные глубины очагов не превосходят 100 км.

На рис. 1 представлена карта эпицентров на территории Туркменистана и северо-востока Ирана по данным каталога ISC.

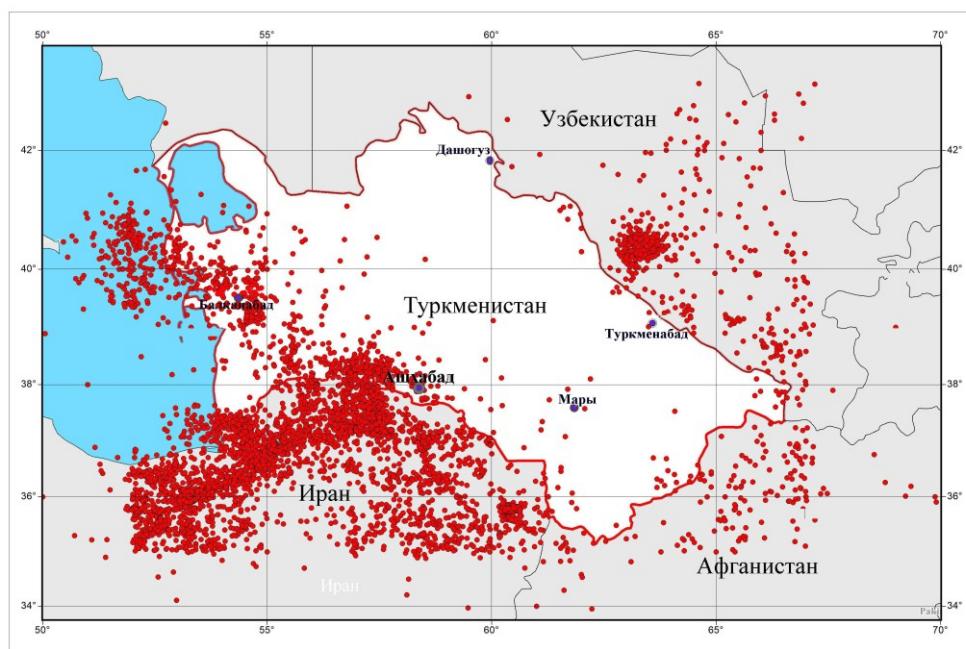


Рис. 1. Распределение эпицентров на территории Туркменистана и севере Ирана по каталогу ISC

По геологическим и сейсмотектоническим признакам территория Туркменистана можно разделить на три района: Прикопетдагский район (Центральная Туркмения); Красноводский район (Западная Туркмения); Восточная Туркмения [1]. Согласно результатам наблюдений за землетрясениями наиболее высокая сейсмическая активность отмечается в районе Западного Туркменистана, Ашхабадский и граничащий с ним на юге Ширван-Кучанский район (провинция Хорасан) в Северном Иране [2].

На рис. 2 и 3 показаны распределения гипоцентров по каталогу ISC в широтной и долготной плоскостях. Как видно из этих рисунков основная масса гипоцентров расположены в интервале глубин 0-20 км. Следует отметить два горизонта на глубинах 0 и 33 км, на которых сконцентрированы очаги землетрясений. Оба эти горизонта, скорее всего, обусловлены методикой определения гипоцентров землетрясений. Причём расположение гипоцентров на нулевой глубине, по нашему мнению, связано с тем, что определить истинную глубину очагов определить не удалось. Глубины очагов землетрясений в основном Красноводского района доходят до 100 км.

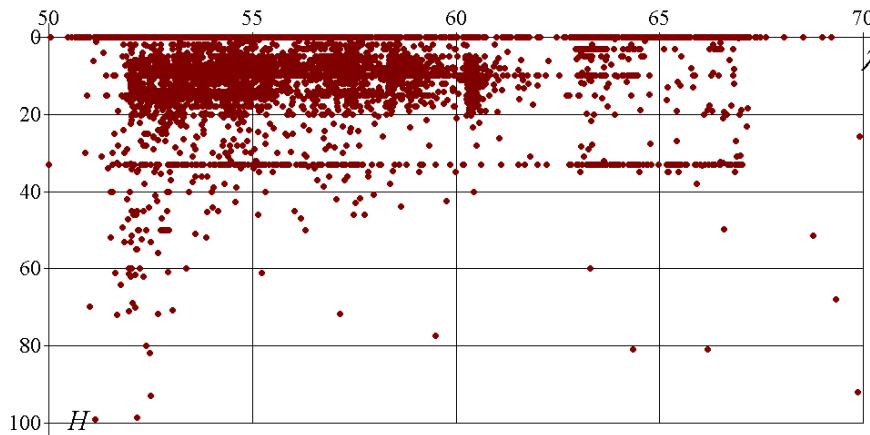


Рис. 2. Распределение гипоцентров в широтной плоскости на территории Туркменистана и севере Ирана по каталогу ISC

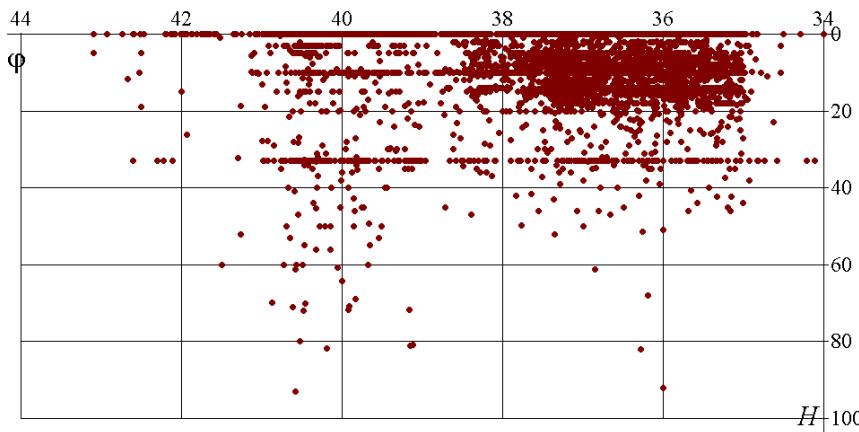


Рис. 3. Распределение гипоцентров в долготной плоскости на территории Туркменистана и севере Ирана по каталогу ISC

На рис. 4 показано распределение эпицентров землетрясений после пересчёта. Пересчёт проводился по методике, изложенной в работе [3]. Как видно из сравнения рис. 1 и 4 распределения отличаются в основном только плотностью, с которой расположены эпицентры.

На рис. 5 и 6 представлены распределения гипоцентров землетрясений после пересчёта в широтной и долготной плоскостях. Из рисунков видно, основная масса очагов расположена в интервале глубин 0-40 км. При этом достаточно большое количество очагов находят-

ся на глубинах от 60 до 300 км. На глубинах от 300 до 500 км также имеется достаточноное количество очагов. И несколько очагов расположены в интервале 500-600 км.

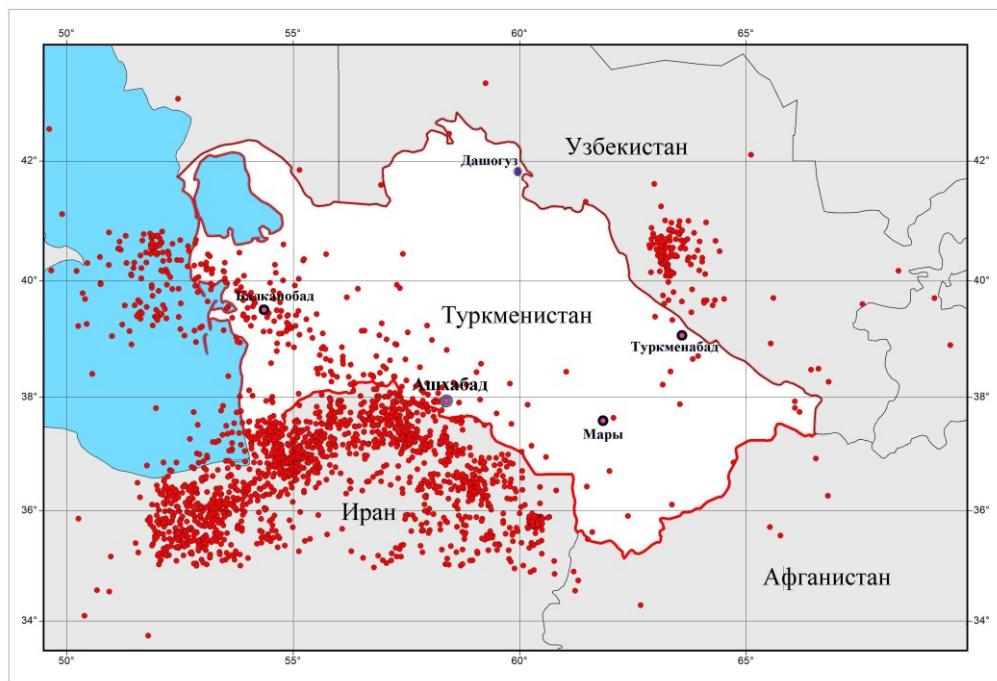


Рис. 4. Распределение эпицентров на территории Туркменистана и севере Ирана после пересчёта

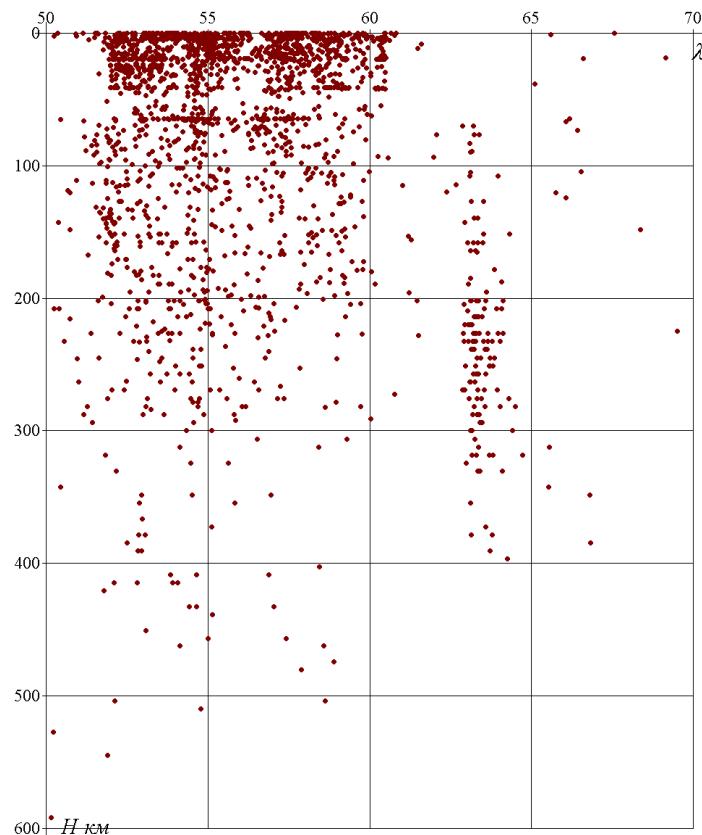


Рис. 5. Распределение гипоцентров в широтной плоскости на территории Туркменистана и севере Ирана после пересчёта

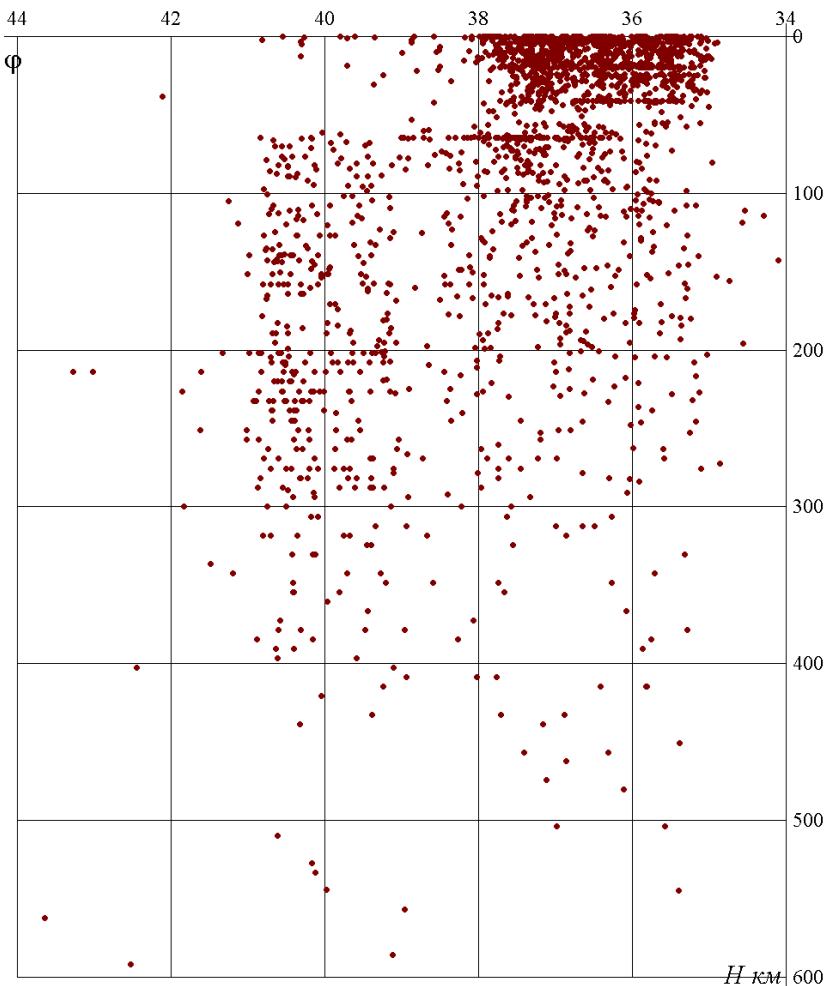


Рис. 6. Распределение гипоцентров в долготной плоскости на территории Туркменистана и севере Ирана после пересчёта

В заключение можно сказать, что существование глубоких землетрясений не является уникальным. Так для Крымско-Черноморского региона отмечены очаги землетрясений с глубинами до 300 км [4], на Кавказе до глубин 500 км. На территории Туркменистана глубины очагов достигают 600 км. Таким образом, просматривается тенденция увеличения максимальной глубины очагов землетрясений с запада на восток.

Литература.

1. Сейсмичность Туркмении. – Отв. Редактор Непесов Р.Д. Изд. «Ылым». 1968. - 201 с.
2. Рустанович Д.Н. Сейсмичность территории Туркменской ССР и Ашхабадское землетрясение 1948 г. // Вопросы инженерной сейсмологии. 1967. Вып. 12. - 95 с.
3. Бурмин В.Ю. Некоторые обратные задачи сейсмологии. Теория, эксперименты, результаты – Москва. «Наука». 2019. - 276 с.
4. Бурмин В.Ю., Шумлянская Л.А. К вопросу о глубоких землетрясениях Крымско-Черноморского региона // Вопросы инженерной сейсмологии. 2017. - Т. 44. - № 3. - С. 83–94. DOI: 10.21455/VIS2017.3-5

НОВОЕ ПРОЯВЛЕНИЕ СЕЙСМИЧНОСТИ В ДНЕПРОВО-ДОНЕЦКОМ АВЛАКОГЕНЕ ВЕП

Габсатарова И. П.¹, Санина И.А.², Константиновская Н.Л.²

¹ ФИЦ «Единая Геофизическая Служба РАН», г. Обнинск, Россия

² Институт Динамики геосфер им. академика М.А. Садовского РАН, г. Москва, Россия

Аннотация. Приведены результаты исследования серии землетрясений, произошедших в Днепрово-Донецком авлакогене, вблизи г. Полтава с $M > 3$ в 2010, 2015 и 2023 гг. Показано, что они в большинстве имеют подобные волновые формы. На основе анализа волновых форм и механизма очага землетрясения 26 мая 2023 сделано заключение о его техногенно-тектонической природе.

Ключевые слова: землетрясения на ВЕП, Днепрово-Донецкий авлакоген, тектонические и техногенно-тектонические землетрясения

Серия землетрясений в районе Калининграда в 2004 г. вновь поставила вопрос о сейсмичности Восточно-Европейской платформы (ВЕП). Редкая сеть сейсмических станций не позволяла уверенно регистрировать относительно слабые события. Значительным шагом в этом направлении было создание малоапертурной сейсмической группы (МСГ) «Михнево» ИДГ РАН, что позволило совместно с существующей сетью ГС РАН более, чем на единицу магнитудной шкалы понизить порог обнаруживаемых событий [1]. В настоящее время в различных регионах ВЕП отмечается проявление достаточно сильных тектонических и техногенно-тектонических землетрясений. Показано, что сейсмичность на данной территории чаще всего проявляется на периферийных структурах: на Балтийском и Украинском щитах, в Воронежском кристаллическом массиве и в зонах, связанных с палеорифтами: на юго-западе – с Днепровско-Донецким (ДДА) и на северо-востоке – с Кировско-Кажимским и Солигаличским (Среднерусским) авлакогенами [2].

В нашей работе мы остановимся на событиях, произошедших в Днепровско-Донецком авлакогене. В геолого-структурном плане Днепровско-Донецкий авлакоген представляет собой узкий рифт в фундаменте Восточно-Европейской платформы, ограниченный по простиранию синрифтовыми глубинными разломами сбросово-сдвигового типа корово-мантийного заложения.

В пределах ДДА по историческим данным известны более ранние проявления сейсмичности, в частности землетрясения 8 августа 1913 г. с $M=3.5$, $I_0=5-6$ баллов близ г. Купянска; 13 декабря 1944 г. с $M=3.0$, $I_0=5$ баллов близ г. Курска [3]. Согласно [4], новейшие геодинамически активные зоны [5] в условиях древних платформ являются, в случае проявления в них современной или исторической сейсмичности, сейсмогенерирующими структурами (т.е. зонами ВОЗ). Зона Полтавских землетрясений относится к Припятско-Днепрово-Донецкой сейсмотектонической провинции ($M_{max}=4.5$) в Черниговско - Полтавской зоне ВОЗ.

В результате анализа сейсмических событий, произошедших в районе Днепровско-Донецкого авлакогена с 2007 г. было зарегистрировано четыре землетрясения (14.05.2010 г., 03.02.2015 г., 11.02.2015 г. и 11.09.2015 г.) с магнитудой $M \geq 3$. Все эти события были зарегистрированы сетью станций лаборатории сейсмичности Воронежского кристаллического массива (VKMS), а более сильные – многими станциями на территории ВЕП.

Среди них выделяется событие 03.02.2015 г. с магнитудой по объемным волнам $mb = 4.5-4.6$, сейсмическое воздействие которого на балл превысило прогнозные оценки, выполненные в ОСР-2004 для территории Украины [6].

На **рис. 1а** представлена карта расположения сейсмических станций, зарегистрировавших наиболее сильные события. На **рис. 1б** приведены примеры волновых форм, запи-

санных отдельными станциями землетрясения 14 мая 2010 г. относительно годографа IASPEI-91, включая запись на центральном приборе МСГ «Михнево».

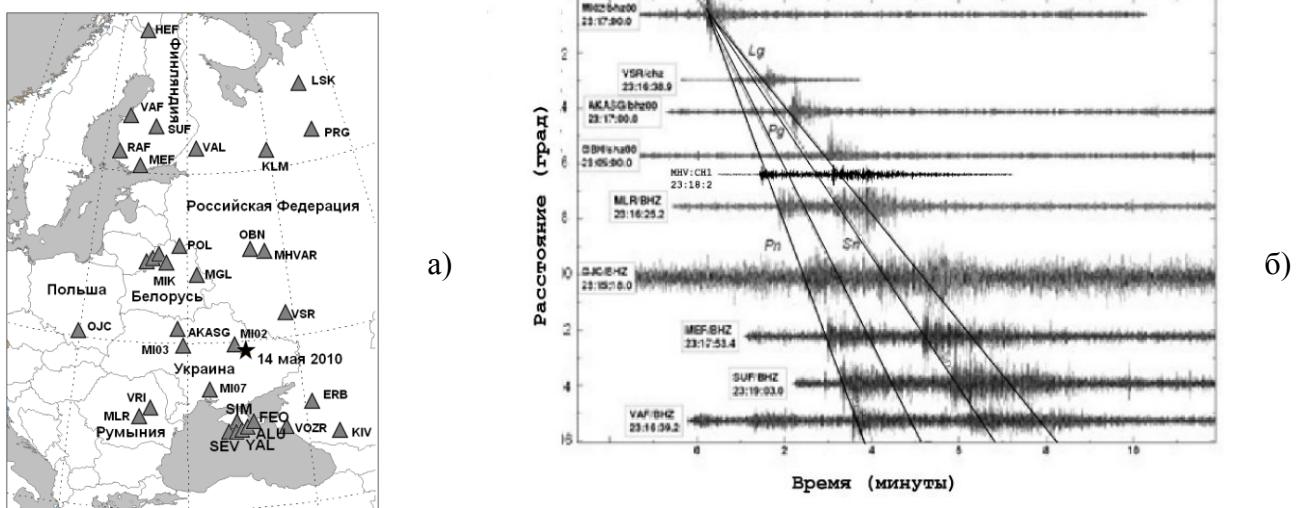


Рис.1. Карта расположения сейсмических станций, зарегистрировавших наиболее сильные события (а); примеры волновых форм, записанными отдельными станциями на ВЕП землетрясения 14 мая 2010 г.

Наиболее детально волновые формы этого события представлены на **рис. 2** по данным станций локальной сети на Воронежском кристаллическом массиве на вертикальных компонентах.

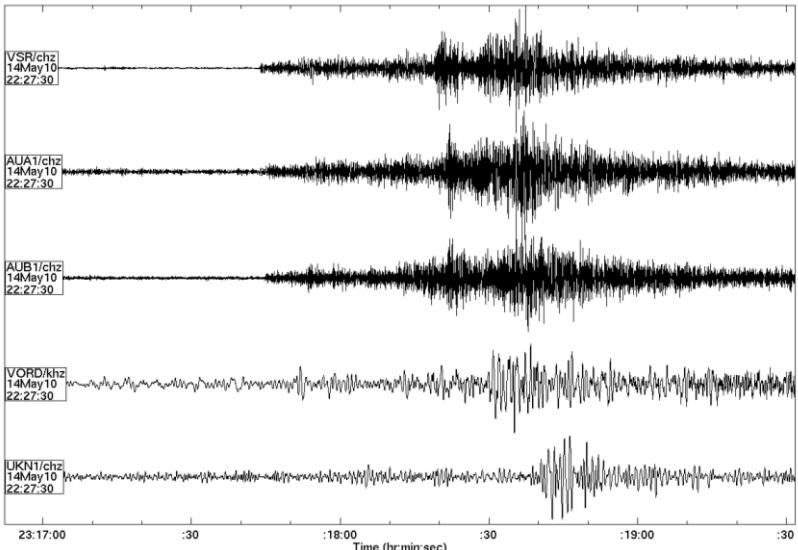


Рис. 2. Запись землетрясения 14.05.2010 г. станциями локальной сети на Воронежском кристаллическом массиве на вертикальных компонентах. Записи станций VORD и UKN1 отфильтрованы в полосе 0.5–1.5 Гц

Наиболее заметными в зоне ДДА были Полтавские землетрясения 2015 г.: 3 февраля в 05:56:00 с $M=4.5$ и интенсивностью в эпицентре $I_0 = 6$ баллов, его афтершок 11 февраля в 19:22:00 с $M=2.2$ и землетрясение в том же очаге 11 сентября в 06:42:00 с $M=3.2$. Эпицентры располагались в зоне сочленения двух крупных структурных элементов ВЕП – северного крыла Днепровско-Донецкого авлакогена (ДДА) и южного склона Воронежского кристаллического массива (ВКМ). Землетрясение произошло в пределах одной из современных геодинамически активных зон [7]. Анализ записей станцией АКВВ, принадлежащей международной сети СТВТО показал, что все они подобны (коэффициент корреляции $R=0.90\text{--}0.95$), что наиболее четко проявляется в полосе фильтрации $f=0.5\text{--}1.5$ Гц и трансформирования записей

на вертикальную, трансверсальную и радиальную компоненты. На радиальных компонентах отчетливо выделяется вторичная волна Pg через 8 с.

На **рис. 3** приводятся записи вертикальной компонентой станциями на Воронежском кристаллическом массиве: сети Курской АЭС (KHU1, KAU1, KOU1) на расстояниях 1.41–1.52° VSR, AUB1, AUB2 – на расстояниях 3.25–3.30°, VRH – расстояние 4.83°, представляющими типичные записи тектонических землетрясений.

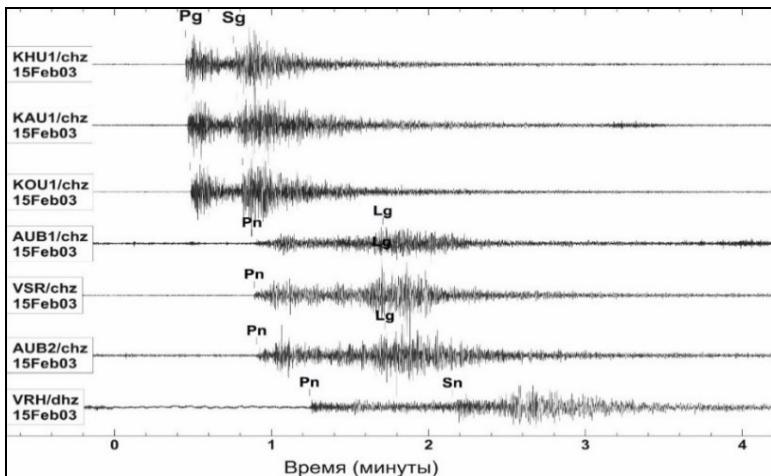


Рис. 3. Записи (вертикальные компоненты) землетрясения 3 февраля 2015 г. под Полтавой станциями локальной сети Курской АЭС (KHU1, KAU1, KOU1, AUB1, AUB2) и стационарных станций на Воронежском кристаллическом массиве (VRS, VRH)

В тоже время, анализ этого события по данным групп Малин (Украина) и «Михнево» на основе алгоритма $lg(Pg/Lg)$ [7] показал, что это событие относится к особому типу – техногенно-тектонических, т.е. несет в себе черты как чисто природных, так и техногенных событий.

26 мая 2023 г. в районе ДДА произошло новое событие. Его волновые формы представлены на **рис. 4** вместе с волновыми формами трех других событий из ДДА по данным регистрации группы Малин в сопоставлении с другими Полтавскими землетрясениями, а на **рис. 5** – МСГ «Михнево».

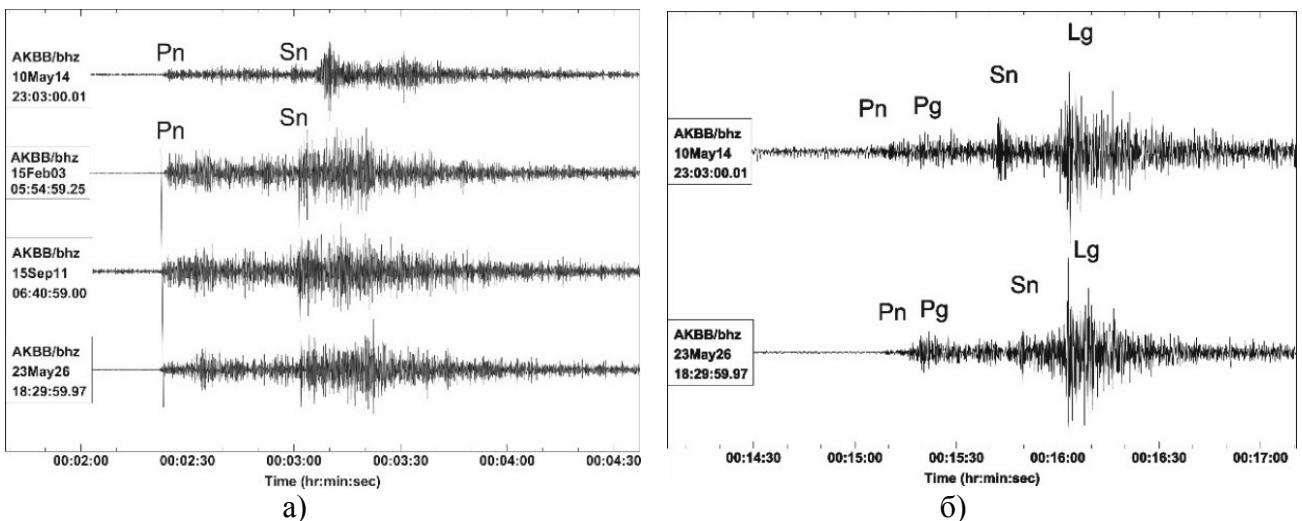


Рис. 4. Сопоставление волновые формы четырех землетрясений в ДДА по данным группы Малин (AKBB), вертикальная компонента, отфильтрованных в полосе частот 6–12 Гц (а) и двух землетрясений 14.05.2010 г. и 26.05.2023 г., отфильтрованные в полосе 0.6–4.5 Гц (б).

Анализ записей вертикальной компоненты центрального элемента группы Малин (AKBB) (**рис. 4а** и **б**) показал, что в полосе частот 6–12 Гц (**рис. 4а**) запись землетрясение 26 мая 2023 г. весьма схожа на записи двух землетрясений 2015 г., однако не похожа на за-

пись землетрясения 14 мая 2010 г. Напротив, при более низких частотах, а именно в полосе 0.6–4.5 Гц (рис. 4б) записи двух событий 14 мая 2010 г. и 26 мая 2023 г. имеют общие черты волновой картины. Довольно близкая спектральная похожесть обнаруживается у двух событий 11.09.2015 г. и 26.05.2023 г. (рис. 6). Все это дает основание для отнесения события 26.05.2023 г. к тому же типу событий, что и события 2010 и 2015 г.

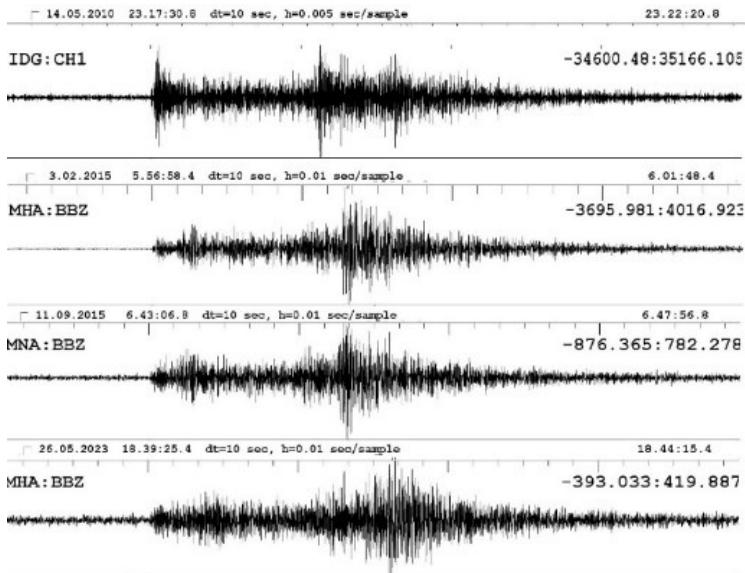


Рис. 5. Волновые формы четырех землетрясений в ДДА, записанных на вертикальных каналах центрального прибора группы «Михнево»

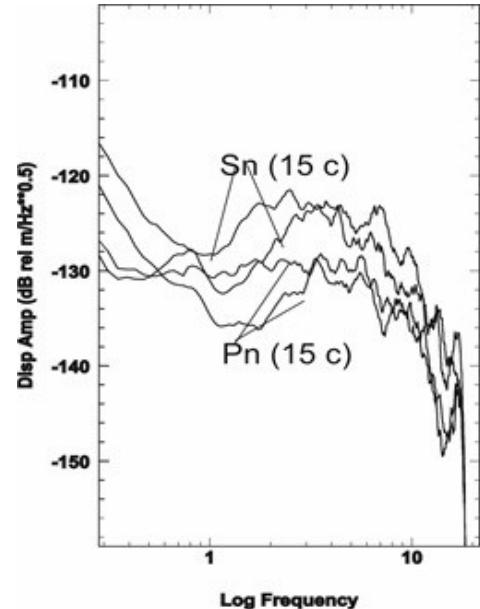


Рис. 6. Сравнение спектров 15 с фрагментов P_n и S_n -волн двух землетрясений 11.09.2015 г. и 26.05.2023 г

Детальный анализ записей землетрясений года 2015 был выполнен в [7]. Получены кривые $\lg(Pg/Lg)$, показано, что для взрывов практически во всем диапазоне частот (1–18 Гц) они лежат выше кривой землетрясений примерно на 0.5 единицы. Современное событие попадает в область землетрясения 03.02.2015 г. Сопоставление значений логарифма спектрального отношения $\lg(Pg/Lg)$ показывает, что событие 03.02.2015 г. и 26.05.2023 г. являются особым типом, отличающимся от взрывов и землетрясений. Совместная обработка рассмотренных выше сейсмических записей и подобие волновых форм позволяет предположить, что они относятся к особому типу – техногенно-тектоническим землетрясениям [7].

Согласно диаграмме механизма очага Полтавского землетрясения 3 февраля 2015 г., построенной по знакам первого движения в P -волне, простижение одной из плоскостей (NP1) хорошо согласуется с вытянутостью 4-х балльной изосейсты в север–северо-восточном направлении. Тип движения в очаге – по плоскости NP1 левосторонний сдвигово-взброс, по плоскости NP2 правосторонний сдвиг со взбросовой компонентой. Исходя из представлений о напряженно-деформированном состоянии Русской платформы [8], локальные тектонические дислокации могут предпочтительно развиваться в виде сдвиговых подвижек по близвертикальным плоскостям близмеридионального и близширотного простириания и в виде надвиговых подвижек по наклонным плоскостям юго-западного–северо-восточного простириания. Учитывая совпадение ориентаций первой изосейсты и плоскости NP1 механизма Полтавского землетрясения, можно заключить, что действующей плоскостью разрыва в очаге является NP1 (табл. 1). Известно, что субмеридианальной структурой является трансрегиональный тектонический шов Херсон–Смоленск [9] секущий этот район, и к которому, вероятно, приурочен разрыв.

Табл. 1. Параметры механизма очага Полтавского землетрясения 3.02.2015 г

Дата	T0	h км	Магн. m _b	K _П	Оси главных напряжений:						Нодальные плоскости:					
					T		N		P		NP1			NP2		
					PL	AZM	PL	AZM	PL	AZM	STK	DP	SLIP	STK	DP	SLIP
03.02.2023	05:56:30.2	3	4,2	10 7	28	243	53	18	22	140	13	86	37	280	53	185

Таким образом, можно заключить, что ДДА является одним из сейсмически активных регионов ВЕП, где происходят достаточно сильные землетрясения с $M>3$. Природа этих событий требует дальнейшего изучения. Последние исследования указывают на их двойственную природу, о чем свидетельствуют характерные черты тектонических и техногенных событий в зарегистрированных волновых формах. Возможно, неоднозначность интерпретации природы этих событий по данным Воронежской локальной сети и сейсмических групп связана с site-effekt станций регистрации и особенностями затухания волн вдоль трассы распространения очаг – приемник.

Работа выполнена при поддержке Минобрнауки России в рамках государственных заданий № 122040400015-5, с использованием данных, полученных на УНУ «Михнево» (<http://ckp-rf.ru/usu/310424/> http://idg.chph.ras.ru/ru/watch/smas_mikhnevo) ;

и № 075-01271-23 с использованием данных, полученных на УНУ СИЗК МАК (<https://ckp-rf.ru/usu/507436/>, <http://www.gsras.ru/unu/>)

Литература.

1. Sanina I., Gabsatarova I., Chernykh O., Riznichenko O., Volosov S., Nesterkina M., Konstantinovskaya N. The Mikhnevo small aperture array enhances the resolution property of seismological observations on the East European Platform // Journal of Seismology (2011) 15:545 – 556 (DOI: 10.1007/s10950-010-9211-x).
2. Санина И.А., Нестеркина М.А., Константиновская Н.Л., Габсатарова И.П. Распознавание природы сейсмических источников на Восточно-Европейской платформе, регистрируемых малоапertureной сейсмической группой «Михнево» на региональных расстояниях. Сейсмические приборы. 2020. Т. 56, № 2. С. 56-76. <https://doi.org/10.21455/si2020.2-5 PACS 91.30.Dk>
3. Афаньин И.В. (отв. сост). XIV. Европейская часть СССР, Урал и Западная Сибирь [1467–1974 гг.; /M/3.0; /I/_0 ^34] // Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. – М.:Наука, 1977. – С. 465–470.
4. Сафонов О. Н. Геодинамически активные зоны и перспективы уточнения сейсмического районирования территории Украины //Геодинаміка. – 2012. С. 152-157
5. Макаров В.И., Дорожко А.Л., Макарова Н.В., Макеев В.М. Геодинамически активные зоны платформ // Геоэкология. 2007. № 2. С. 990–110.
6. Государственные строительные нормы ДБН В.1.1–12:2006 «Строительство в сейсмических районах Украины». – Киев: Министерство строительства, архитектуры и жилищно-коммунального хозяйства Украины, 2006. – 96 с.
7. Адушикін В.В., Саніна І.А., Габсатарова І.П., Іванченко Г.Н., Горбунова Э.М. Техногенно-тектонические землетрясения Днепровско-Донецкого авлакогена // ДАН. 2016. Т.469. № 4. С.479-482.
8. Лукк А.А., Мирзоев К.М. Некоторые оценки напряженно-деформированного состояния земной коры Русской платформы // Вопросы инженерной сейсмологии. – 2020. – Т. 47. – № 1. – С.70–90.
9. Соллогуб В.Б. Литосфера Украины – К.: Наук. Думка, 1986. – 184 с.

ВЛИЯНИЕ РАЗВИТИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА НА НЕКОТОРЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ЗЕМЛИ

Григорян А.Г., Канониди К.Х.

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта (ИФЗ РАН), г. Москва, Россия

*Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Пушкина РАН
г. Троицк, Россия*

Аннотация. Еще перед Спитакским землетрясением 07.12.1988 г. в Армении проводились наблюдения за разными геофизическими полями. Велась регистрация геомагнитных, радионовых, геохимических и гравиметрических параметров окружающей среды. Для всех изучаемых объектов были зафиксированы аномальные изменения перед Спитакским землетрясением. В данной работе подробно рассматриваются изменения вариации локального геомагнитного поля внешнего происхождения в процессе подготовки и после сейсмического события. Предлагаемая авторами методика, позволяет с помощью изучения вариаций локального геомагнитного поля внешнего происхождения δT , выявить аномальные изменения электропроводности на разных глубинах земной коры и верхней мантии. Для этой цели был использован предложенным профессором ИФЗ РАН Ю.П. Сквородкиным расчетный параметр $N(A)$, который является отношением амплитуд вариаций геомагнитного поля внешнего происхождения, измеренные синхронно на разных парах станций. Расчетный параметр $N(A)$ характеризует изменение электромагнитной индукции или электропроводности геологической среды. Метод позволяет изучить развитие геодинамического процесса и выделить наиболее геодинамические активные зоны в районах исследования. В Армении, применяя предлагаемую методику, были зафиксированы предвестники двух сильных землетрясений: Парванийский 1986 г. $M=5.4$ и Спитакский 1988 г. $M=7.0$, и приближительный район (г. Спитак) будущего сильного землетрясения. В работе использованы данные (магнитовариационные ленты) за период 1986-1993 гг.

Введение. Определение предвестников и районов сильных землетрясений в сейсмоактивных регионах, где расположены большие города и объекты особо важного назначения (АЭС, водохранилище и т.п.) остается одной из главной задачей современной науки.

Однако за первую половину XX века, несмотря на отдельные попытки ученых Японии и других стран, серьезных результатов не было получено. С помощью изучением вариаций локального геомагнитного поля внешнего происхождения, мы пытаемся разрешить эту проблему. Предлагаемый метод применяется в низкоширотных областях Земли, где вариации переменного геомагнитного поля хорошо выделяются.

Геомагнитное поле. С целью изучения изменений в геомагнитном поле связи с развитием геодинамического процесса в земной коре, в Гармском полигоне под руководством Ю.П. Сквородкином был организован магнитовариационный мониторинг. С этой целью Ю.П. Сквородкиным был внесен новый параметр $N(A)$, который характеризовал изменения в электромагнитной индукции (в электропроводности) геологической среды. Параметр $N(A)$ является отношением амплитуд вариаций локального геомагнитного поля внешнего происхождения, измеренных синхронно, на разных парах станций [5].

$$N(A) = Ai / Aj \quad (1)$$

где Ai и Aj являются амплитудами синхронно измеренных вариаций в фиксированных пунктах (i, j) .

Изучение пространственно-временных изменений параметра $N(A)$ для Sq -вариаций позволило выявить изменения электропроводности связанные с геодинамическим процессом в земной коре и верхней мантии [5]. Если иметь в виду, что широтные координаты станций Армении близки с широтными координатами станций в Таджикистане, то можно было данную методику применить для наблюдательной системы в сейсмоактивных зонах Армении. Для обеспечения круглосуточного наблюдения за компонентами δZ , δH , δD вектора δT в определенных районах Армении были установлены трехкомпонентные маг-

нитовариационные станции ИЗМИРАН-3. В системе наблюдательных пунктов необходимо иметь одну станцию, которая находится в относительно спокойной с сейсмической точки зрения зоне. Это дает возможность определить район, где происходят наибольшие изменения локального геомагнитного поля. Расположение станции «Товуз», которая находится на северо-восточной части Армении, в области Шамшадинского антиклинария, в районе умеренной сейсмической активности, удовлетворил этим требованиям и ее использовали как базисную станцию (**рис. 1**).

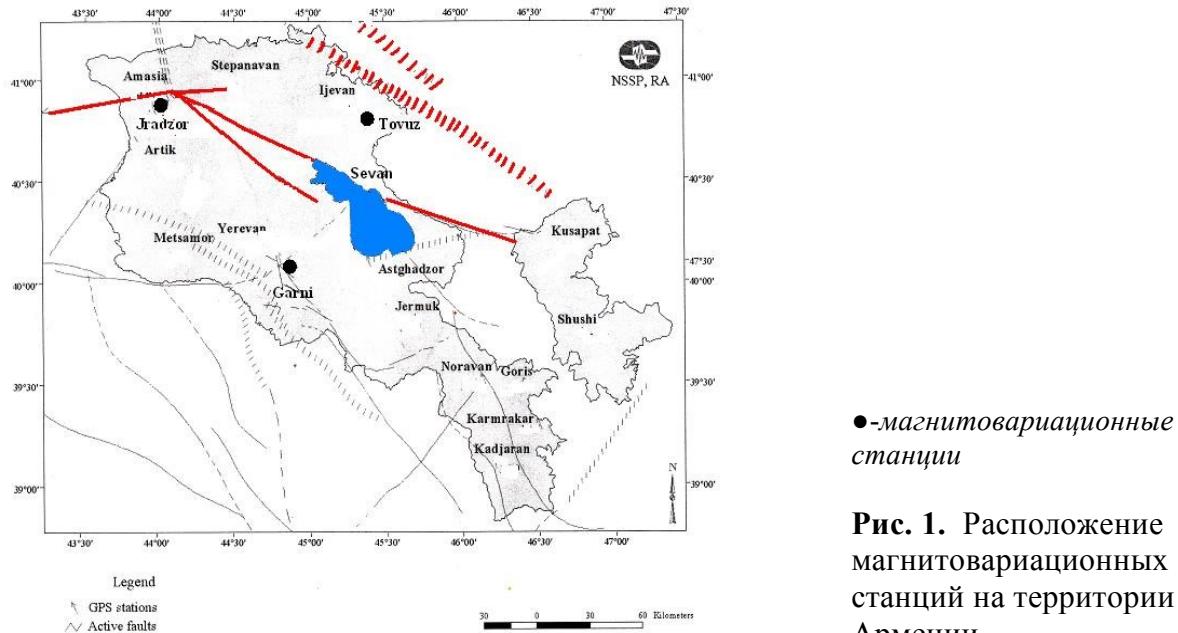


Рис. 1. Расположение магнитовариационных станций на территории Армении

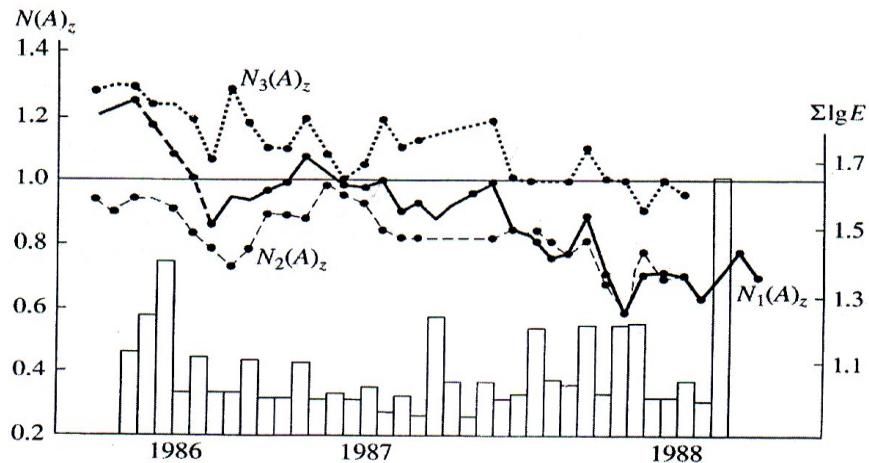
Были изучены вариации периодами 10-25 и 30-60 минут, компонент δZ , δH , δD геомагнитного поля. Такой выбор периодов позволил авторам работы характеризовать изменения электропроводности верхних горизонтов земной коры (до 30 км) и выделить зоны наибольшей геодинамической активностью, где могут сформироваться очаги будущих крупных землетрясений [1, 3].

Электромагнитная индукция, создаваемая в Земле Sq и бухтообразными вариациями, зависит от пространственно-временной структуры внешних источников. Следовательно, возникает вопрос о временной устойчивости и пространственной однородности внешней части индуцированного поля на исследуемой территории. Вариации переменного магнитного поля, зарегистрированные на поверхности земли δH^e , являются суммой внешней индуцирующей δH^e и внутренней индуцированной δH^i составляющих:

$$\delta H^e = \delta H^e + \delta H^i \quad (2)$$

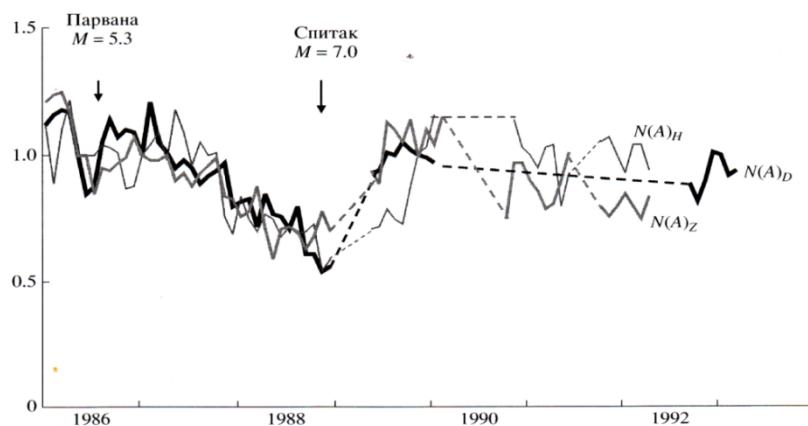
Для оценки вклада поля внешнего источника δH^e на изменение параметра $N(A)$, необходимо было выяснить степень однородности этого поля на исследуемой территории. Известно, что если пространственно-временная структура поля Sq -вариаций однородна, следовательно, влияние внешнего поля δH^e не вносит заметных искажений в параметр $N(A)$ [5].

Расчеты показали, что пространственно-временная структура поля Sq и бухтообразных вариаций для уровня магнитной активности $K_p \leq 4$ для изучаемого района, однородна, а изменения параметра $N(A)$ главным образом вызваны индуцированной δH^i составляющей [2]. Период вариаций (T) определяет глубину проникновения поля вариаций. Выбор периодов использованных гармоник позволяет отражать изменения электропроводности на следующих глубинах: Sq – вариаций до 180 км; вариаций с 10-25 мин. до 5 км; 30-60 мин. до 20 км [4]. Результаты в графическом виде представляются на **рис. 2-4**.



$N_1(A)_z$ -Джрадзор-Товуз
 $N_2(A)_z$ -Джрадзор-Гарни
 $N_3(A)_z$ - Гарни- Товуз

Рис. 2. Изменение $N(A)$ для Sq вариаций между всеми станциями для δZ



δD , δH и δZ геомагнитного поля δT между станциями Джрадзор - Товуз за период 1986-1993 гг.

Рис. 3. Изменение среднемесячных значений параметра $N(A)$ для Sq вариаций компонентов

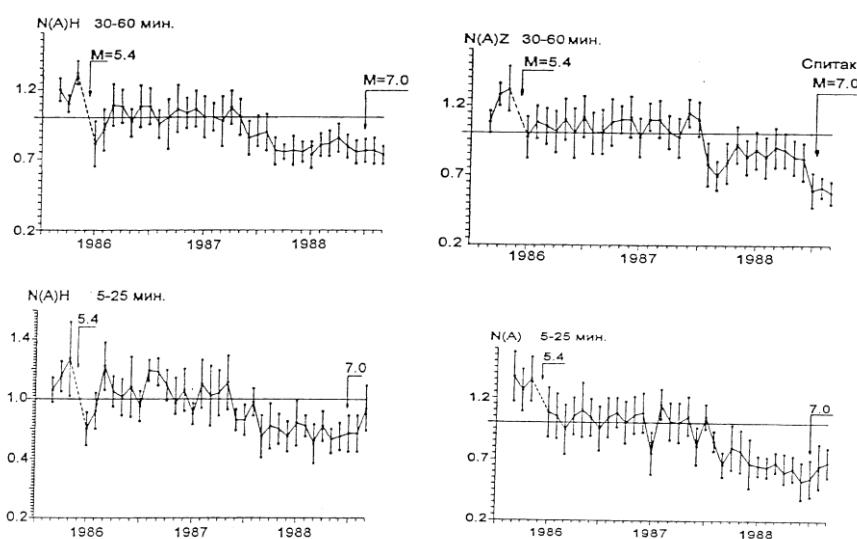


Рис. 4. Изменение параметра $N(A)$ для бухтообразных вариаций с периодами 30-60 и 5-25 мин. компонентов δH и δZ переменного геомагнитного поля δT , между станциями Джрадзор и Товуз

Анализируя полученные результаты параметра $N(A)$ для Sq -вариаций между всеми парами станций, можно заметить, что за время наблюдений 1986-1989 гг. происходят разнопериодные флуктуации параметра, превышающие возможные инструментальные ошибки и другие эффекты (рис. 2). Максимальные изменения параметра $N(A)$ достигают 35% между парами станций Джрадзор - Товуз $N_1(A)_z$. Изменения между парами станций Джрадзор-Гарни ($N_2(A)_z$) за данный период составляет не более 0.1, а между парами станций Товуз-Гарни ($N_3(A)_z$) они были в пределах ошибок (рис. 2). Это позволило считать, что источник

выявленных вариаций параметра $N(A)$ находится в области расположения станции Джрадзор (рис. 1), то есть непосредственно в эпицентральной зоне Парванийского (13.05.1986 г.) и Спитакского (07.12.1988 г.) землетрясений. Аналогичные результаты получены для вариаций с периодами 10-25 и 30-60 минут (рис. 5). Поэтому можно предполагать, что аномальные изменения локального геомагнитного поля внешнего происхождения связаны с подготовкой двух самых сильных землетрясений исследуемого района с $M=5.4$ и $M=7.0$

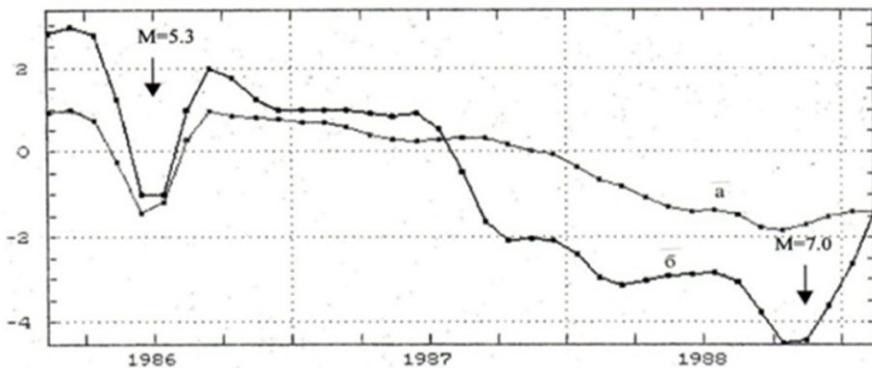


Рис. 5. Сглаженные временные ряды среднемесячных значений синхронной разности ΔT между станциями Джрадзор и Товуз, для вариаций периодами а) 5-25, б) 30-60 минут за временный период 1986-1988 гг

Радоновое поле. В Армении, за долго перед Спитакским землетрясением, в г. Ленинакан и Джермук был организован мониторинг радонового поля. В Ленинакане после землетрясения регистрация была возобновлена лишь через неделю.

Оперативный предвестник в поле подпочвенного радона на станциях Джермук и Ленинакан проявился непосредственно в день землетрясения (в ночное время измерения на станциях не ведутся), и выразился на станции Джермук в резком увеличении концентрации радона (на 15% относительно сезонной составляющей эманационного поля) рис. 6б

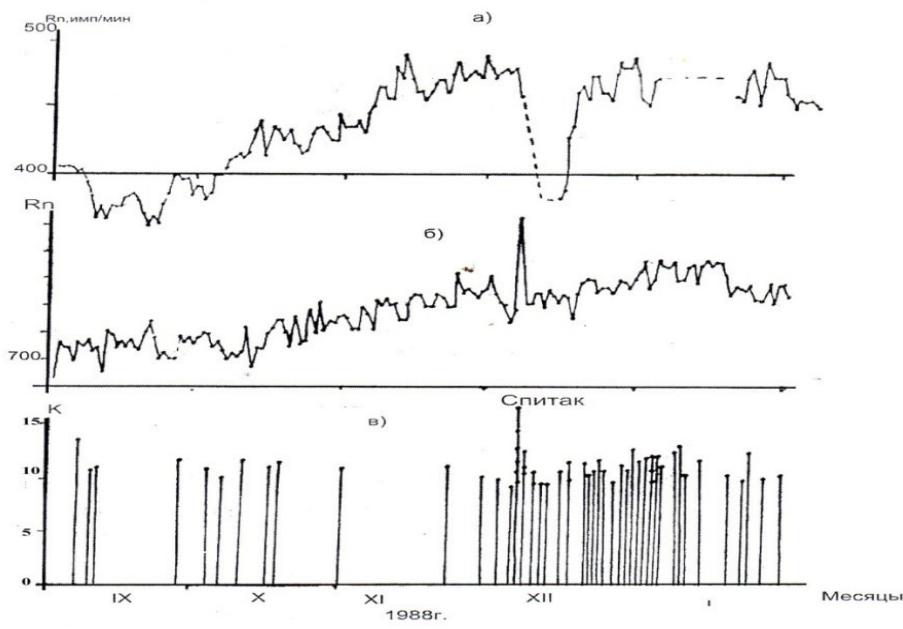
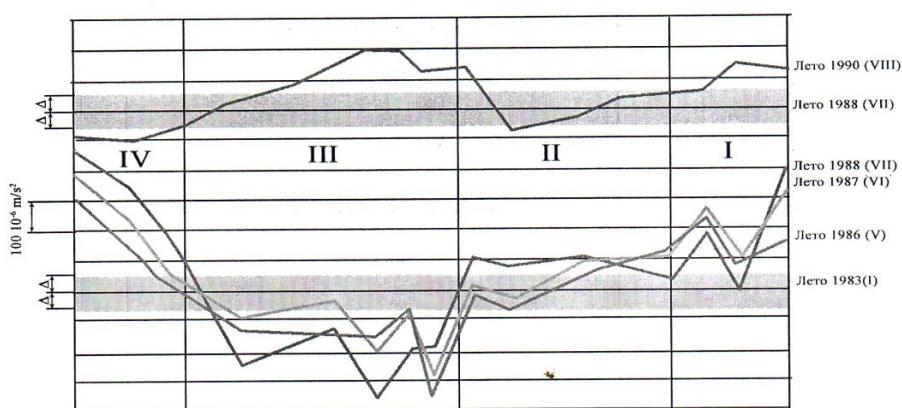


Рис. 6. Изменения концентрации подпочвенного радона на станциях Ленинакан (а) и Джермук (б)

А на станции Ленинакан оперативный предвестник выразился незначительном, но заметном уменьшении концентрации радона, который был зафиксирован за несколько часов до землетрясения рис. 6а. Таким образом, проведенный анализ радонового поля до и после Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 г. позволяет сделать следующие выводы. Землетря-

сение произошло при аномально высоких значениях сезонного хода деформации горного массива, который в радиономовом поле начал проявляться уже в 1987 году.

Сила тяжести. На рис. 7 представлены обработанные результаты прохождения профиля измерения силы тяжести. В нижней части отражены годы перед землетрясением в верхней части после землетрясения.



Проведенные графики отражают разность между базовым значением и значениями измеренными, при прохождении профиля за выбранные годы. Для нижнего графика это 1986, 1987 и 1988 гг.

Для верхнего это 1990 г.

Из графиков видно, что перед Спитакским землетрясением наблюдалось уменьшение силы тяжести в районе II и III участков.

Рис. 7. Профиль измерения силы тяжести

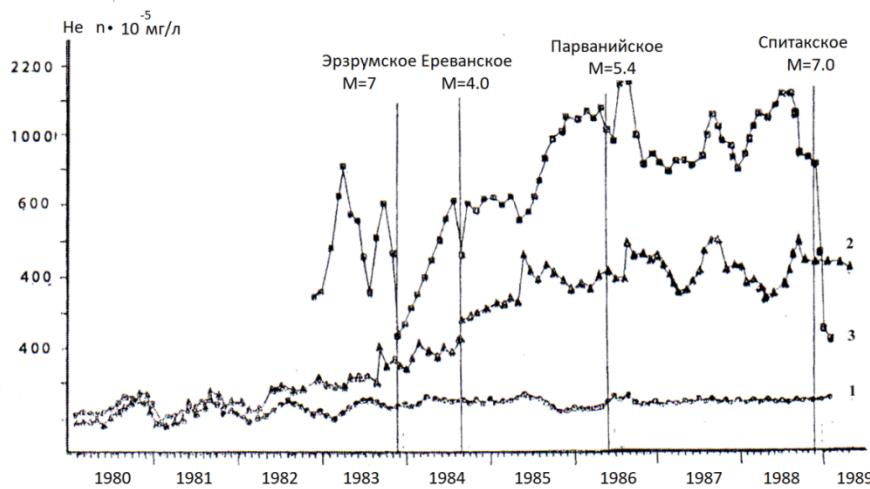
За базовый год в нижней части взят год наиболее ранний по отношению к году Спитакского землетрясения (1983). За базовый год верхнего графика взят год самого землетрясения (1988)

Для оценки надежности полученных изменений введено понятие доверительного интервала и доверительной вероятности. Получено, что каждая связь ускорений свободного падения измерена при доверительном интервале $\pm 60 \cdot 10^{-8} \text{ м}/\text{с}^2$ с доверительной вероятностью от 0.35 до 0.997. Это послужило критерием считать полученные изменения более $60 \cdot 10^{-8} \text{ м}/\text{с}^2$ не метрическими ошибками измерений, а истинными изменениями гравитационного поля за соответствующие промежутки времени.

Проведенные графики отражают разность между базовым значением и значением измеренными при прохождении профиля за выбранные годы. Для нижнего графика это 1986, 1987 и 1988 гг. Для верхнего это 1990 г. Из графиков видно, что перед Спитакским землетрясением наблюдалось уменьшение силы тяжести в районе II и III участков **рис. 7.** [7]

В то время как после землетрясения такое уменьшение отсутствует.

Геохимические наблюдения. За данный период аномальные изменения зафиксированы также в геохимических полях (**рис. 8**).



Среднемесячные содержания.
I-скв. Арагат, 2-скв. Суренаван, 3-скв. Каджаран, Землетрясения:

I- Эрзрумское 1983 г.;

II - Ереванское 1984 г.;

III- Парванийское 1986 г.

$M=5.4$;

IV- Спитакское 1988г. $M=7.0$.

Рис. 8. Вариации растворенного гелия в наблюдательных скважинах Армянской ССР

На скважинах. Аарат, Суренаван и Каджаран, зафиксировано увеличение количества растворенного гелия и водорода [8]. Аномальные вариации этих компонентов коррелируются сильными землетрясениями региона.

Выводы. Из сопоставления результатов, полученных разными методами, следует:

а) локальные изменения изученных параметров обусловлены изменением физических свойств геологической среды, в следствии активной фильтрации в эту среду флюидов и растворенные в них газов (гелий и водорода).

б) Расчетный параметр $N(A)$ можно применить для изучения геодинамического процесса и для выявления предвестников и района сильных землетрясений.

Литература.

1. Григорян А. Г., Сквородкин Ю. П. Магнитовариационный мониторинг на территории Армении за 1986-1988гг.// Научно - практическая конференция. Опыт Комплексного Изучения Геофизических полей для целей сейсмопрогноза. Геоинформмарк, Москва, 1998, - С. 39-40.
2. Григорян А. Г., Сквородкин Ю. П., Ахвердян Л. А. Изучение геомагнитных предвестников сильных землетрясений. // Изв. Науки о Земле НАН РА, Труды научной конференции, посвященной 10-летию Спитакского землетрясения, по проблемам изучения землетрясений, Ереван, 27-28 октября 1998г. спец. выпуск, Ереван, № 4 1999, - С.35-37.
3. Григорян А. Г., Сквородкин Ю. П. Пространственно-временные изменения переменного магнитного поля при изучении геодинамических процессов в земной коре на территории Армении. Труды науч.конф.посвящ. памяти Бабаджаняна А.Г., г. Гюмри, 1999.
4. Grigorian A. G., Skvorodkin Yu. P., Nazaretian S. N. Local geomagnetic fields changes and seismicity of Armenian for 1981-1993. Proceedings Third Intern.Conf. on seism. and earthq. engineering, Tehran, 1999.
5. Сквородкин Ю.П., Тоноян Е.П. Временные изменения электромагнитной индукции на прогнозических полигонах. В кн.: Сейсмический мониторинг земной коры. М.: ИФЗ, АН СССР, 1986, - С. 199-203.
6. Басенцян М. М., Рудаков В. П. Радоновый предвестник Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 года. Известия Академии Армянской ССР, Науки о Земле, 1989, т. XLII, № 3, - С. 64-66.
7. Оганисян А.А. Оганесян А. О., Оганесян С.М., Бабаджанян А.Г. О результатах проведённых исследований по неприливным изменениям силы тяжести на Ширакском геодинамическом полигоне. Международный симпозиум, Ереван, 2-6.10.1989 Тезисы докладов, Москва, 1989, - С. 135-136.
8. Игумнов В.А., Степанян З.Г. Некоторые гидрогоеохимические аспекты Спитакского землетрясения. // Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле 1989, т.XL // . - № 3.- С. 24-33.

УДК 528,24; 549.9; 551.2.3

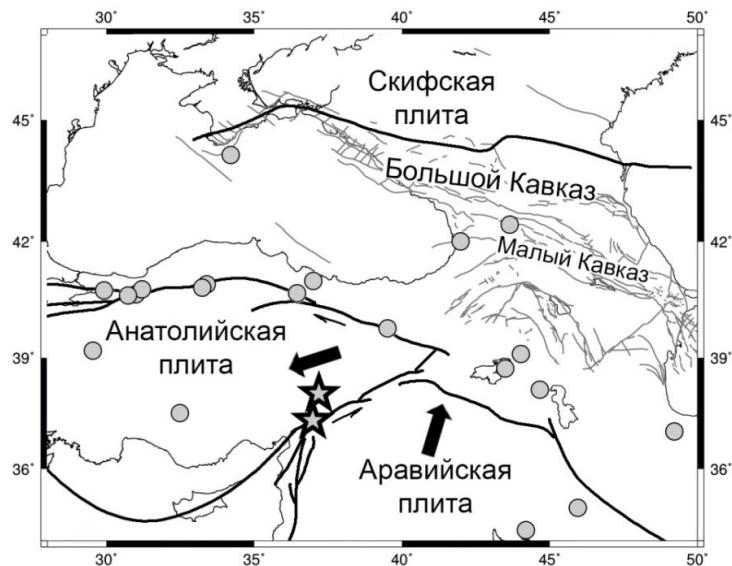
СОВРЕМЕННЫЕ СКОРОСТИ ДВИЖЕНИЯ, ДЕФОРМАЦИИ И СЕЙСМИЧЕСКИЙ ПОТОК ТЕРРИТОРИЙ КРЫМА И СЕВЕРНОГО КАВКАЗА В ЗОНЕ КОЛЛИЗИИ ЕВРАЗИЙСКОЙ И АРАВИЙСКОЙ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

Гусева Т.В., Крупенникова И.С., Мокрова А.Н., Розенберг Н.К.

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

Аннотация. Представлено исследование распределения скоростей горизонтальных и вертикальных движений, деформационного поля и сейсмичности территории Крымско-Северокавказского региона, расположенного на стыке двух крупных литосферных плит: Евразийской и Аравийской. Оценка количественных характеристик деформационного поля выполнена с использованием многолетних данных спутниковых координатных определений, проводимых сотрудниками ИФЗ РАН с конца прошлого века, а также с привлечением данных из открытых источников. В анализе были использованы данные с 47 пунктов ГНСС за период 2015–2022 гг. Современное напряженно-деформированное состояние земной коры Крымско-Северокавказского региона отражается в распределении площадных деформаций сжатия и растяжения со средней скоростью $\pm 2 \times 10^{-8}$ в год, чему соответствует сейсмический поток 10^9 – 10^{11} Дж/год на единицу площади.

Актуальность представленной работы вызвана необходимостью в исследовании распределения деформационного поля и сопоставления его с проявлениями сейсмичности Крымско-Северокавказского региона. Этот сложный геологический объект является частью Альпийско-Гималайского складчатого пояса, а его развитие в настоящее время рассматривается как результат взаимодействия двух крупных литосферных плит – Евразийской и Аравийской. Ему свойственны образование складчато-надвиговой структуры с активными движениями земной коры, сложные системы разломов, вулканизм, повышенная сейсмичность [1]. Южную часть Евразийской плиты обрамляет Скифская часть Скифо-Турецкой плиты, занимающая равнинные территории Крыма и Предкавказья (**рис. 1**). Она испытывает сжимающие усилия со стороны складчатых сооружений Большого Кавказа и Горного Крыма, современные движения которых обусловлены давлением со стороны Аравийской плиты [2].



Кружками показаны эпицентры сильнейших землетрясений за последние 100 лет, звездочками – эпицентры землетрясений в Турции 2023 г. Черными стрелками указаны направления движений Аравийской и Анатолийской плит

Рис. 1. Схема расположения плит, окружающих Крымско-Северокавказский регион

Сотрудники ИФЗ РАН проводят наблюдения ГНСС на территории Северного Кавказа с 1991 г. [3]. С тех пор Северокавказская сеть пунктов была расширена и модифицирована. В

2014 г. начаты работы на полуострове Крым с целью получения представления о направлениях и величинах смещений земной коры в данном регионе. В сентябре 2022 г. был проведен очередной цикл повторных геодезических ГНСС (GPS/ГЛОНАСС) наблюдений на семи пунктах Крымско-Северокавказской сети.

Помимо вышеописанных пунктов, в анализе были использованы данные с пунктов постоянной регистрации: 27 пунктов IGS (на удалении не более 2000 км от определяемых пунктов), информация о скоростях которых взята из открытых баз данных (SOPAC); пунктов фундаментальной астрономо-геодезической сети (ФАГС), скорости которых получены в процессе обработки непрерывных данных с 2015 по 2022 г. Для трёх пунктов на побережье Черного моря, наблюдения на которых в 2022 году не состоялись, скорости взяты за временной интервал 2005–2019 гг.

Обработка данных проводилась в программном комплексе Bernese 5.2 с закреплением четырех ближайших пунктов IGS в качестве опорных. В результате определены среднесуточные и средние на эпоху (цикл) измерений геоцентрические и геодезические координаты пунктов в системе отсчета ITRF. Среднеквадратическая случайная ошибка определения плановых координат в относительной системе отсчета с четырьмя опорными пунктами, принимаемыми за неподвижные, составила в среднем 0.2 мм для контрольных пунктов IGS и 0.3–0.5 мм для определяемых. Точность определения вертикальной составляющей координат в 2–2.5 раз ниже.

В результате аппроксимации горизонтальных и вертикальных смещений на среднюю эпоху измерений, были получены среднегодовые скорости движения пунктов.

Скорости движения и деформаций. Распределение скоростей горизонтальных и вертикальных движений до 2022 г. в координатной системе ITRF приведено на **рис. 2**. Плановое смещение пунктов происходит в северо-восточном направлении, а модули скоростей изменяются от 25 мм/год на северо-западе до 34 мм/год на юго-востоке региона при средних значениях ошибок определения скоростей ± 1 мм/год. Для Северного Кавказа горизонтальные скорости изменяются с 26.5 мм/год в северной части до 33.9 мм/год в южной части региона.

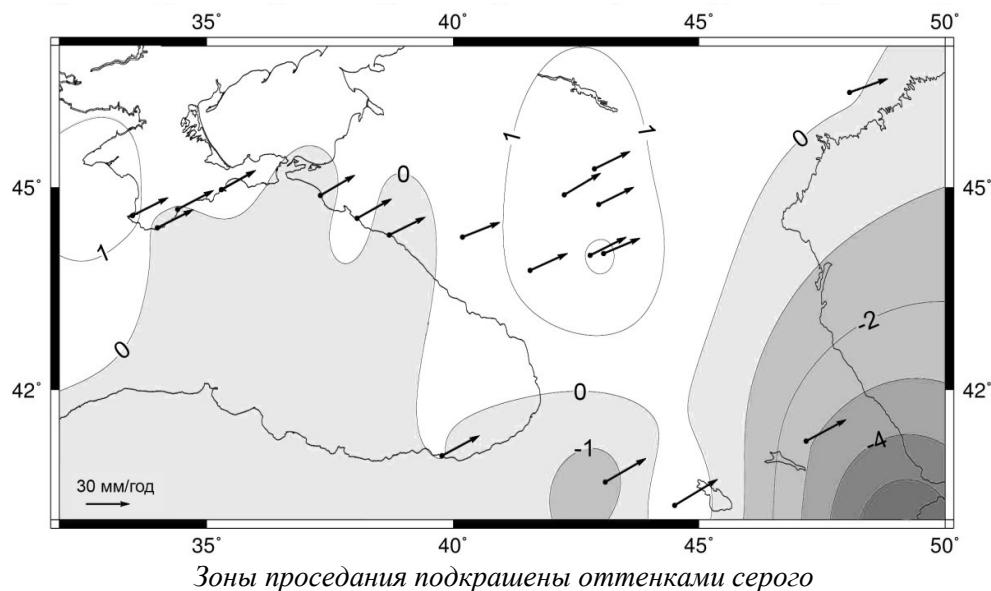
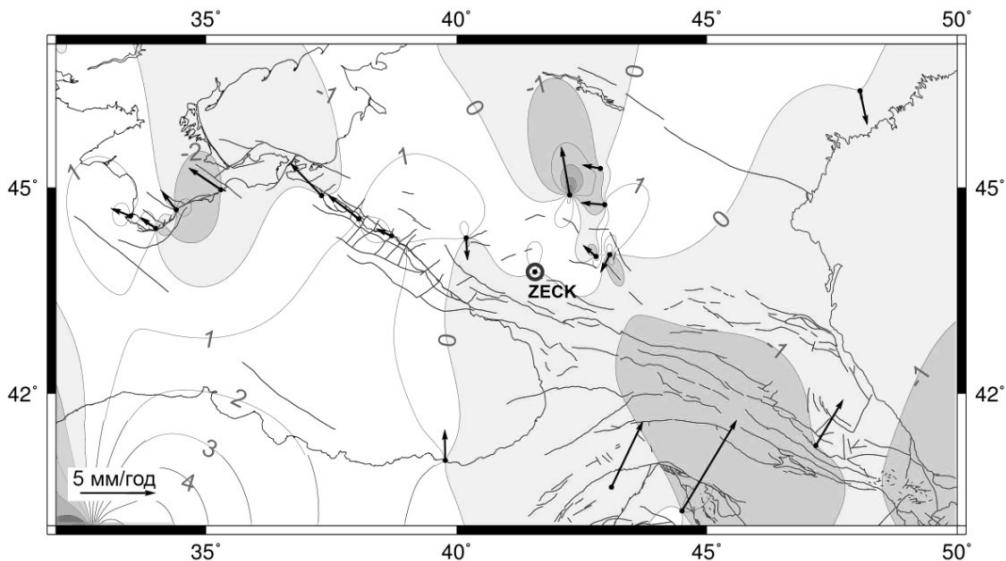


Рис. 2. Карта распределения вертикальных (изолинии) и горизонтальных (стрелки) скоростей пунктов геодинамической сети Крымско-Северокавказского региона в координатной системе ITRF

Распределение вертикальных движений достаточно равномерно, со средними значениями скоростей в пределах первых миллиметров. На юго-западном побережье Каспийского

моря зафиксировано опускание со скоростью $Vh = 7.3 \text{ мм/год}$. На пунктах Ставропольского свода выделяется небольшое поднятие в пределах $0.5\text{--}2.1 \text{ мм/год}$. Значения вертикальных скоростей пунктов полуострова Крым и черноморского побережья Кавказа близки к нулю и изменяются в пределах от -0.7 до $+0.6 \text{ мм/год}$ (рис. 2).

Скорости смещений пунктов в координатной системе ITRF отражают в основном движения Евразийской тектонической плиты. Для анализа региональных внутриплитовых движений был произведен перерасчет скоростей плановых смещений пунктов относительно пункта ZECK, расположенного в центре интересующей нас территории (рис. 3).



Зоны сжатия подкрашены оттенками серого. Стрелками обозначены вектора скоростей горизонтальных движений пунктов относительно пункта ZECK (выделен кружком)

Рис. 3. Распределение скоростей площадных деформаций за период 2005–2022 гг

Значения скоростей движения пунктов в региональной системе отсчета в среднем составляют $1\text{--}3 \text{ мм/год}$. В восточной части региона южные и северные пункты смещаются навстречу друг другу со значениями скоростей $2\text{--}4.8 \text{ мм/год}$. В районе Ставропольского свода направление движения изменяется на преимущественно западное, а скорости снижаются до значений $1.5\text{--}3 \text{ мм/год}$. На черноморском побережье Кавказа и далее, на полуострове Крым, величина вектора скорости составляет в среднем $1.2\text{--}2.6 \text{ мм/год}$ в направлении З–СЗ.

Плановые координаты и скорости их изменения далее использовались для вычисления первого тензора деформаций для определения деформаций сжатия и растяжения.

Деформационное поле в пределах Крымско-Северокавказского региона довольно однородное (рис. 3). В основном оно представлено чередующимися деформациями сжатия и растяжения со значениями $\pm 2 \times 10^{-8}$ в год. Большая часть Северного Кавказа (восточная и центральная) находится в условиях сжатия, а западная его часть характеризуется растяжением. На Ставропольском выступе выделяется вытянутая с севера на юг зона сжатия со значениями деформаций до -5×10^{-8} . Западная часть Крыма находится в условиях растяжения, в то время как восточная его часть и Керченский пролив — в условиях сжатия.

Сейсмичность. Кавказ является северной границей Средиземноморского складчатого пояса. За 2005–2022 гг. на интересующей нас территории произошло 538 землетрясений с магнитудами M_s от 1.0 до 5.7, из них семь с $M_s > 5$. Наиболее сильное землетрясение с магнитудой $M_s = 5.72$ произошло 07.09.2009 г. в Грузии на глубине 15 км. На территории Восточно-Европейской платформы фиксируются отдельные слабые сейсмические события.

На рис. 4 нанесены механизмы отдельных землетрясений [4, 5]. Для Кавказского региона характерны взбросовые механизмы очагов, плоскости простирания которых ориентированы вдоль осевой зоны Большого Кавказа.

Для оценки сейсмической активности региона и сопоставления ее с процессом деформирования земной коры использовались данные каталога Геологической службы США (USGS). Выделившаяся в результате землетрясений сейсмическая энергия рассчитывалась из соотношения Гутенберга–Рихтера: $\lg E = 1.5Ms + 4.8$.

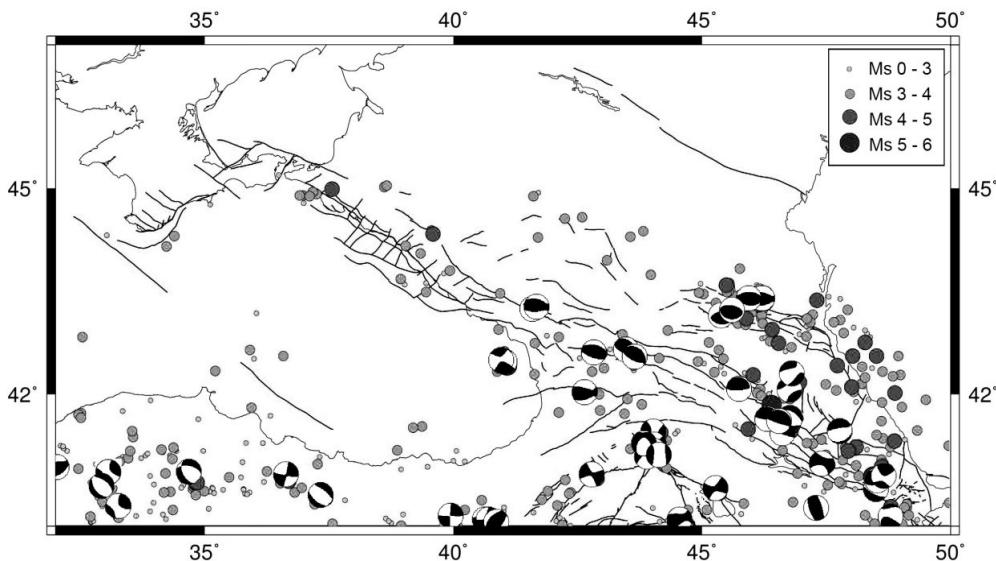
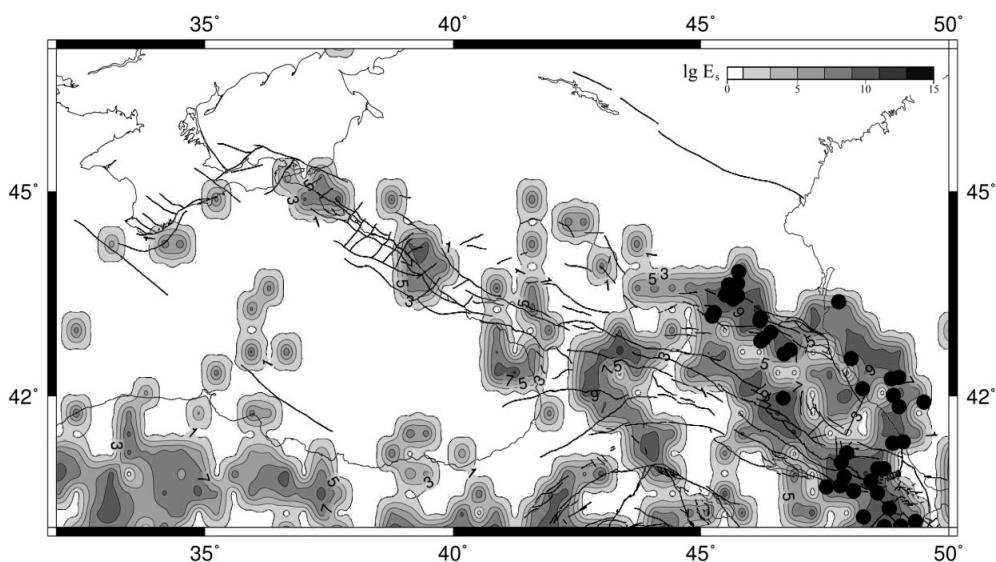


Рис. 4. Эпицентры землетрясений за 2005–2022 гг. с указанием механизмов отдельных землетрясений

Для расчета потока сейсмической энергии P_E (Дж/год) на единицу площади территории была представлена однородным покрытием с одинаковыми по площади (S) ячейками размером 1000 км^2 . Для каждой ячейки суммировалась сейсмическая энергия всех землетрясений за выбранные временные интервалы. Полученные суммарные значения присвоены центру каждой ячейки (рис. 5).



Черными кружками отмечены эпицентры подкоровых землетрясений с глубинами более 50 км

Рис. 5. Распределение потока сейсмической энергии (Дж/год) в логарифмическом масштабе на единичную площадь: $S=1000 \text{ км}^2$

За рассматриваемый период величина потока сейсмической энергии для Крымско-Кавказского региона (рис. 5) в среднем составляет $10^9 \div 10^{11}$ Дж/год на единицу площади, а его распределение проявляется по разломам вдоль Большого Кавказского хребта и далее, через Керченский пролив, по южной части Крыма, очерчивая северную границу Средиземно-

морского складчатого пояса. Максимальное значение потока сейсмической энергии составляет 10^{13} Дж/год на единицу площади. Наиболее активными являются центральная и восточная области Большого Кавказского хребта и территории Дагестана. Сейсмический поток в данном районе распределается весьма неравномерно – есть области как с интенсивной активностью, так и практически асейсмичные. В восточной части Кавказа распределение потока вытягивается двумя параллельными поясами. На них приходится полоса с самыми глубокими – подкоровыми (50–200 км) очагами землетрясений (**рис. 5**).

Сопоставление деформационного поля и сейсмичности. Современное напряженно-деформированное состояние земной коры Крымско-Северокавказского региона отражается в распределении площадных деформаций сжатия и растяжения со средней скоростью $\pm 2 \times 10^{-8}$ в год, чему соответствует сейсмический поток 10^9 – 10^{11} Дж/год в рассматриваемый временной период. Зоны более плотного потока сейсмической энергии, достигающего 10^{13} Дж/год на единицу площади, приходятся на области сжатия или на переход от сжатия к растяжению.

На **рис. 1** представлены основные тектонические структуры, наиболее активная из которых Аравийская плита. Ее подвиг под Евразийскую плиту сформировал складчатые сооружения Большого Кавказа и Горного Крыма. Наибольшее проявление ее воздействия выражается в полосе с глубокими подкоровыми землетрясениями, о которых говорилось выше. Двигаясь в северо-восточном направлении, Аравийская плита оказывает геодинамическое давление на Анатолийскую плиту, вызывая тем самым ее «вынужденное» смещение на юго-запад. Сильнейшие за последние 100 лет землетрясения с $M_s > 7$ приурочены, в основном, к границам плит. В том числе и два землетрясения с роем афтершоков, произошедших на территории Турции в феврале 2023 г. (на **рис. 1** обозначены звездочками), повлекшие многочисленные жертвы среди населения. Эти события возникли на стыке Аравийской и Анатолийской плит по Восточно-Анатолийскому разлому, их магнитуды (M_s) составили 8 и 7.8 по оценкам Единой геофизической службы РАН (http://www.gsras.ru/new/ssd_news.htm#).

Вывод. Предложенный подход значительно расширяет знание о геодинамической активности в регионе и отражает влияние субмеридионального дрейфа Аравийской тектонической плиты на современное развитие Крымско-Кавказского региона в период, предшествующий катастрофической серии землетрясений в Турции в феврале 2023 г.

Литература

1. Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии / Под ред. Грачева А.Ф. М.: ПРОБЕЛ, 2000. - 487 с.
2. Уломов В.И., Данилова Т.И., Медведева Н.С., Полякова Т.П. О сейсмогеодинамике линеаментных структур горного обрамления Скифско-Туранской плиты // Физика Земли. - №7, 2006. <http://seismos-u.ifz.ru/personal/seismogeodynam.htm>
3. Reilinger R., McClusky S., Souter B., Hamburger M., Prilepin M., Mishin A., Guseva T., Balassanian S. Preliminary estimates of plate convergence in the Caucasus collision zone from global positioning system measurements // J. Geophys. Res. 1997. - Vol. 24. - No 14. - P. 1815–1818.
4. Dziewonski, A. M., T.-A. Chou, Woodhouse J. H. Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity // J. Geophys. Res., 1981. - Vol. - 86. P. 2825-2852. doi:10.1029/JB086iB04p02825
5. Ekström, G., M. Nettles, Dziewonski A. M. The global CMT project 2004-2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes // Phys. Earth Planet. Inter., 200-201, 1-9, 2012. doi:10.1016/j.pepi.2012.04.002.

ГЛОБАЛЬНАЯ СЕЙСМИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ В XXI СТОЛЕТИИ

Жигалин А.Д.^{1,2}, Архипова Е.В.³, Брянцева Г.Н.², Лавров В.С.¹

¹*Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия*

²*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия*

³*Государственный университет «Дубна», г. Дубна, Россия*

Аннотация. Анализ глобальной сейсмической активности в период времени с 2001 по 2023 гг. по данным ССД ФИЦ ЕГС РАН показал возрастание ежедневного числа землетрясений с магнитудой $M \geq 3.5$ с 5-10 до 15-20 событий, среди которых были Суматранское землетрясение 2004 г., Фукусимское землетрясение 2011 г. и серия землетрясений 2023 г. на востоке Турции. Предложена к рассмотрению концепция «зон и объектов геофизической нестабильности». Такие объекты, их можно назвать «базовыми», отмечены в Тихом и Индийском океанах, в Средиземноморье, Карибском бассейне. Базовые точки, могут иметь связанных с ними «спутников», - потенциальных индикаторов приближающихся грозных событий.

Ключевые слова: глобальная сейсмичность, возрастание числа землетрясений, геофизическая нестабильность, групповая сейсмичность.

С конца прошлого ХХ столетия раз за разом и в самых разных, зачастую неожиданных, местах стали наблюдаться «жестокие» чрезвычайные события, являющие собой, с одной стороны, могущество природных сил, но с другой – приносящие с собой громадный ущерб и человеческие жертвы.

Традиционно внимание при этом акцентируется на трех видах стихийных бедствий, переходящих грань чрезвычайных ситуаций и разворачивающихся уже как стихийные бедствия. Это «соревнующиеся» по наносимому ущербу и гибели людей землетрясения и наводнения и чуть менее опасные (конечно, относительно) гидрометеорологические события в атмосфере. Трудно отдавать предпочтение одному какому-либо виду из перечня стихийных бедствий, поскольку в каждом случае в описаниях событий неизменно упоминается число жертв стихии (ибо каждой из «стихий»). Наглядным примером энергетического потенциала нашей планеты можно считать сейсмическую активность, проявляющуюся в виде глобальной распределенной фоновой сейсмичности, либо как единичные или серийные сильные земные удары – разрушительные землетрясения.

Текущее столетие не нарушило «традиции» время от времени сотрясать земную твердь явив три, пожалуй, наиболее характерных эпизода – Суматранское землетрясение в декабре 2004 г., Фукусимское землетрясение в марте 2011 г. и серию землетрясений на востоке Турции уже в феврале 2023 г. Вполне вероятно, что февральскими Турецкими землетрясениями перечень событий не ограничится. Так считают многие сейсмологи, а также и те, которые считают себя сведущими в науках о Земле. Следует обратить внимание на то обстоятельство, что в случае трех отмеченных эпизодах Земля находилась на отрезке орбиты в области перигелия (конец декабря-начало января), а затем проходила точку весеннего равноденствия.

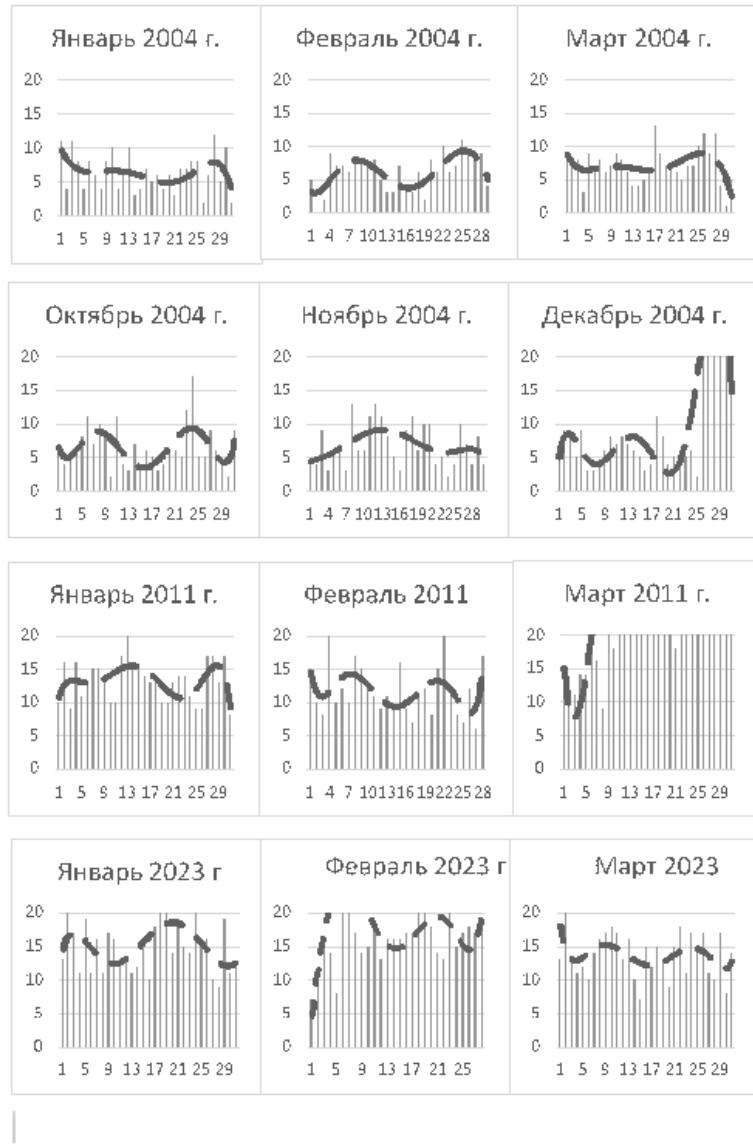
Исследования, результаты которых представлены в данном сообщении, имели целью:

- оценить справедливость (или ошибочность) точки зрения тех, кто считает, что сейсмическая активность год от года нарастает, и
- определиться с предлагаемыми нами в обиход, в данном случае сейсмологический, понятий «геофизическая неустойчивость, зона геофизической неустойчивости».

Для достижения указанной цели решались две задачи, одна из которых сводилась к фиксированию ежедневного числа землетрясений, регистрируемых сетью непрерывного сейсмологического мониторинга. Другая задача, более сложная, была ориентирована на выявление групповых взаимосвязанных событий. Для анализа использовались данные ФИЦ ЕГС РАН (Службы срочных донесений), в которых публикуются ежедневные сведения о числе

землетрясений с магнитудой $M \geq 3.5$. Был выбран период времени с 1 января 2001 по 30 июня 2023 г. учитывались все землетрясения, отвечающие критерию отбора.

Результаты оценки глобальной сейсмичности представлены в виде гистограмм. В нашем распоряжении имеются 270 гистограммы на весь указанный период времени. В качестве иллюстрации приведены гистограммы января-марта и октября-декабря 2004 года, а также января-марта 2011 и 2023 гг. (рис. 1).



Все гистограммы представлены в едином формате. Заметно увеличение числа землетрясений в период с 2004 до 2030 гг.

Рис. 1. Гистограммы, характеризующие ежедневное число регистрируемых землетрясений на планете при ближайшем ее приближении к Солнцу

В эти отрезки времени «вписались» Суматранское (декабрь 2004 г.), Фукусимское (март 2011 г.) и Турецкие землетрясения (февраль 2023 г.). Выбор первых трех месяцев обусловлен нахождением планеты в это время в области перигелия (5-6 января) и затем – прохождения ею точки весеннего равноденствия (21-22 марта). В это время наша планета находится ближе всего к Солнцу и в наибольшей мере испытывает силу его притяжения.

При анализе гистограмм создается впечатление, что, действительно, на отрезке времени 2001-2023 гг. глобальная сейсмическая активность возрастает. Интересно и то, что на гистограммах можно заметить в некоторых случаях даже наличие признаков 10-12-дневной

периодичности, правда, при использовании опции «линия тренда» с полиномом высокой степени. Возможно, это только математика или влияние Луны, но... Период времени в 22 года (это всего лишь два солнечных цикла) маловат для кардинальных утверждений. Возможно, что при нахождении Земли в афелии или в зоне осеннего равноденствия, гистограммы будут иными. Это не исключено и ждет проверки, хотя многие, вовлеченные в решение судьбы Земли, уже «вцепились» в идею вселенской катастрофы, забыв или не обращая внимания на то, что наша планета пережила и падение метеоритов, на ее поверхность, и разъединение континентов, и атомные испытания, и боевое применение атомных бомб. Поэтому поставленную первой задачу надо продолжать решать, например, в рамках проекта «Широтный пояс», который (проект) предполагает выявление зон и отдельных участков «геофизической нестабильности» и который в настоящее время является основой сотрудничества ученых из Московского университета, Государственного университета «Дубна» и Института физики Земли РАН.

Идея существования зон или отдельных геологических объектов, которые можно отнести к категории геофизически, и в равной мере тектонически, нестабильных, заслуживает внимания. Всем известны места на планете, где все время что-то происходит с отклонением от ординара и помимо воли человека. Такие объекты обычно контролируются и могут быть отнесены к категории эпизодически активизирующихся. Наряду с хорошо знакомыми всем серьезным сейсмологам такими участками или даже регионами, в моменты их сейсмической активизации появляется некоторое число «неожиданных и случайных» землетрясений и/или вулканических извержений, которые трудно отнести к категории афтершоков, с одной стороны, но можно предполагать наличие связи между разделенными во времени и пространстве событиями. Возникает феномен «первичного и вторичного».

К примеру, когда случилось разрушительное землетрясение в Турции (6 февраля 2023 г.), первые два дня в сводках ЕГС РАН превалировала Турция, иногда вклинивались Сирия и Иордания. Позже присоединились Северная часть Срединно-Атлантического хребта, Гондурас, Кения, Новая Зеландия, Западный Иран, острова Тонга, Греция, Микронезия. Чаще стали встречаться Сирия и Иордания. Добавились Япония и Курильские о-ва, Кыргызстан. Так продолжалось практически до середины февраля. Удивляет, что почти во всех перечисленных случаях глубина гипоцентра составляла 10 км. Причину этого, кстати, предстоит выяснить. А пока можно констатировать, что «хорошо знакомые» объекты «геофизической нестабильности», такие, как, например, Японские и Курильские о-ва и ряд других имеют более глубокие гипоцентры.

Возвращаясь к Турецким землетрясениям, интересно посмотреть иллюстрацию к одному из многочисленных обсуждений этого события по горячим следам, а именно тот «полигон», где сошлись Анатолийская и Аравийская тектонические плиты при участии Загроса (Иран) и Африканской плиты (**рис. 2**).

Активное участие каждого из упомянутых объектов в событиях вполне очевидно, как очевидна их взаимная причинно-следственная связь. На приводимой карте картина разворачивавшихся в феврале 2023 г. событий хорошо заметно (благодаря стрелкам-указкам), что каждый геологический массив двигался в выбранном им направлении. Вполне ординарный случай коллизии, который был воспринят как «данность в ощущениях». Еще один случай стихийного бедствия. Иные эмоции возникают, когда с Анатолийским и Аравийским блоками приходится единовременно сочетать Северную часть Срединно-Атлантического хребта, Новую Зеландию, Гондурас. Тут для понимания ситуации пригодился бы изрядный запас (или полет) фантазии.

С другой, pragматической, стороны следует надеяться (при условии в будущем понять связующий механизм), что в случае заметной активизации какой-либо из известных зон геофизической нестабильности (базовой, реперной, опорной, название подобрать нетрудно) можно будет адресно осуществлять превентивные меры для минимизации негативных последствий стихийного бедствия в других регионах, связанных с базовой точкой.

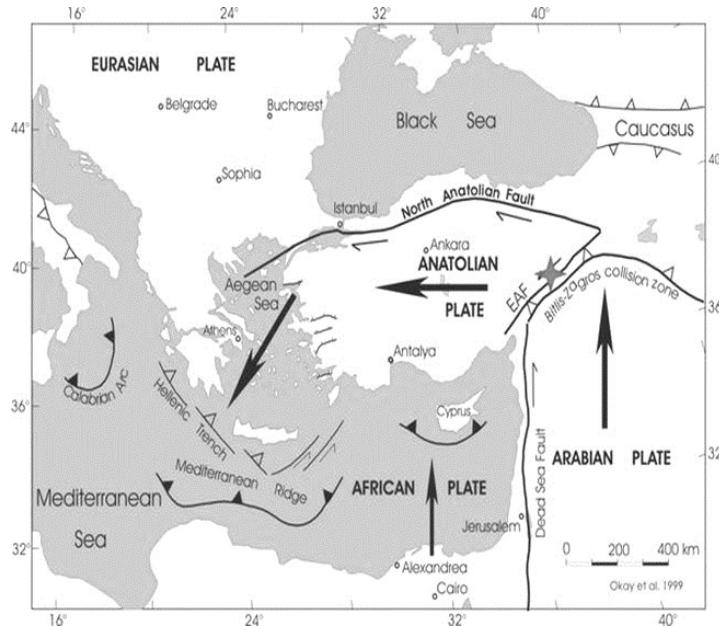


Рис. 2. Коллизия Анатолийской и Аравийской плит, приведшая к разрушительным землетрясениям в Турции, Сирии и Иордане в феврале 2023 г

Авторы не случайно сегодня вынесли на суд серьезно подготовленной аудитории тему «ансамблей событий» и, конечно, не взяли ее с потолка, чтобы о ней просто поговорить. Они давно искали такую возможность, стараясь на различных конференциях и обсуждениях отдельными квантами познакомить коллег со своим видением жизни Земли как объекта комплексного геофизического и геотектонического изучения. К сожалению, в наши дни на конференциях для выступления отводится 10-15 минут без обсуждения и вопросов. В лучшем случае, руководитель секции в конце рабочего дня что-нибудь скажет о каждом сообщении. И все...недовольны.

Что касается затронутой проблемы, мы работаем в этом направлении уже более 15-ти лет и у нас накопился интересный материал. Определились места, которые могут быть отнесены к категории «постоянной геофизической нестабильности». Такие места и/или целые регионы могут играть роль базовых точек. Подразумевается, а изучение землетрясений в феврале текущего года подкрепляет это, могут существовать и объекты периодической, эпизодической и даже индуцированной геофизической нестабильности. Такие базовые точки отмечены в Тихом океане практически по периметру Тихоокеанского Огненного кольца, в Индийском океане, Средиземноморье, Карибском бассейне. В последующем базовые точки, предположительно, обрастут «спутниками», которые станут по сути дела потенциальными детекторами-предвестниками грозных событий. Это не повлияет, скорее всего, на общую ситуацию с прогнозами при теперешней парадигме, но по части «стихийности» события и негативных его последствий может сыграть положительную роль.

Два научных направления, обозначенные как задачи, могут и, по нашему мнению, должны найти продолжение. Это даст возможность с большей детальностью изучить проблемы северных территорий, связанные с интенсификацией их освоения, а также помочь в реализации развития земель вдоль южной границы страны. Это, если иметь в виду первую из задач. И по-новому, если говорить о второй задаче, взглянуть на перспективы прогнозирования природных стихийных катаклизмов, землетрясений и вулканических извержений (добавив в перечень гидрометеорологические аномальные события) может быть даже с радикальным изменением существующей парадигмы.

Авторы благодарят Организационный комитет конференции за приглашение и предоставленную возможность выступить на таком представительном Ученом собрании.

ХАРАКТЕРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ, ЗАРЕГИСТРИРОВАННЫХ НА СЕВЕРЕ КАРЕЛИИ ПО ДАННЫМ КАРЕЛЬСКОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ СЕТИ

Зуева И.А., Лебедев А.А.

ФИЦ «Институт Геологии Карельского научного центра РАН»,
г. Петрозаводск, Россия

Аннотация: Изучена сейсмическая обстановка в северных районах Карелии. По данным Карельской сейсмической сети на севере региона регистрируются слабые землетрясения. Представлен пример сейсмической записи местного землетрясения. Выделены спектральные характеристики землетрясений.

По данным Карельской сейсмической сети очаги землетрясений в Карелии возникают в основном в Лоухском и Калевальском районах. Единичные случаи зарегистрированы в Ко-стомукшском районе и Белом море. С 2016 года регистрация сейсмических событий производится с помощью широкополосных трехкомпонентных велосиметров CMG-6TD и CMG-3ESP [1-2].

На (рис. 1) приведено распределение землетрясений по магнитуде ML . Диапазон магнитуд находится в интервале 0.6-1.9.

Рассмотрим землетрясение, которое произошло 29 декабря 2018 года в Калевальском районе (рис. 2). На (рис. 3) представлены волновые формы Z-составляющей и спектральный состав записи события, полученные по данным станций PAAN и KOS6.

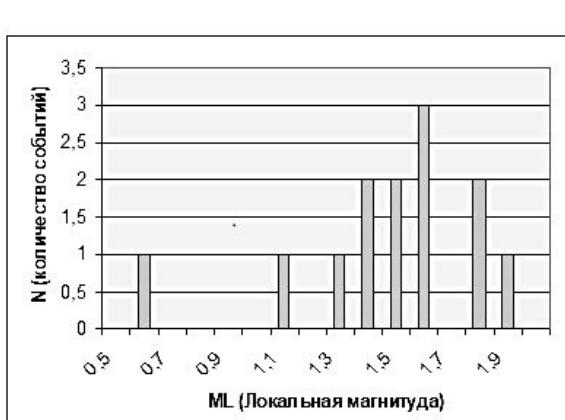


Рис. 1. Распределение землетрясений, зарегистрированных на территории Карелии с 2016 г., по магнитуде

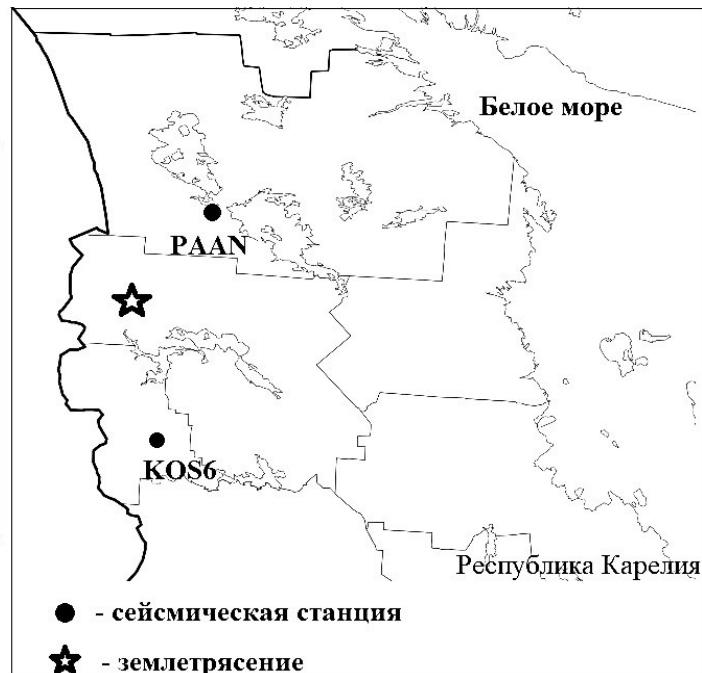


Рис. 2. Схема расположения эпицентра землетрясения 29.12.2018 г

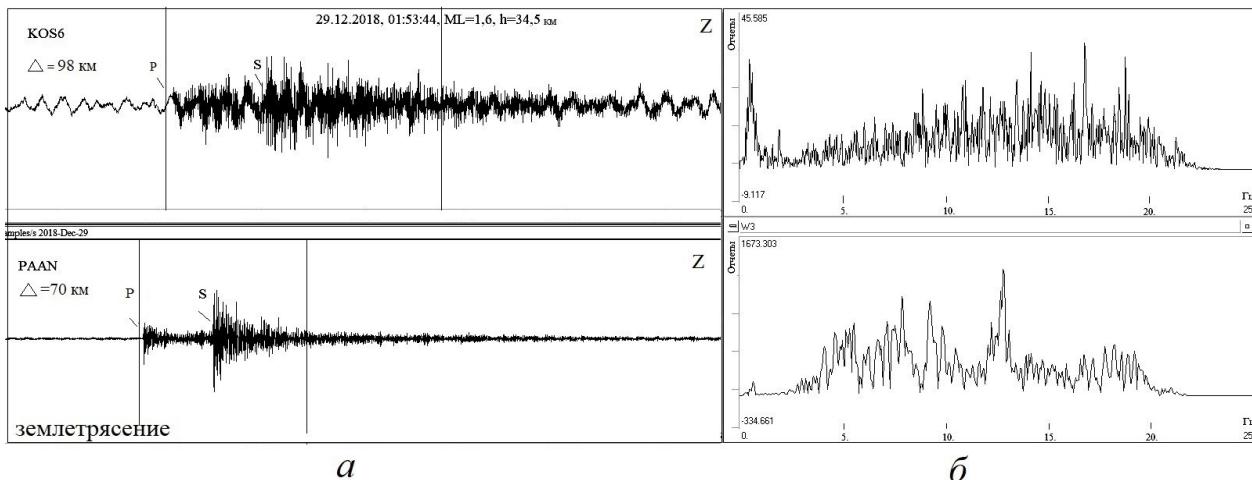


Рис. 3. Волновые формы землетрясения 29.12.2018 (а) и спектральный состав землетрясения (б)

Землетрясение с координатами 65.18°N , 31.84°E произошло на глубине 34.5 км в 01:53:43.6 (UTC), было зарегистрировано двумя станциями Карельской сейсмической сети. На спектре записи ближайшей станции PAAN большая часть энергии проявляется на частотах 4-10 Гц, также виден спектральный максимум на частоте 12-13 Гц, 17-18 Гц. Амплитудный спектр на записи станции KOS6 сглажен, но заметно увеличение амплитуды на частоте от 4 до 13 Гц.

По данным инструментальных наблюдений слабые землетрясения регистрируются на севере Карелии и характеризуются высокочастотным составом, в пределах 3-18 Гц.

Источник финансирования: исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-27-10002, <https://rscf.ru/project/23-27-10002/>

Литература.

1. Шаров Н.В. Геофизическая обсерватория «Петрозаводск» // Труды Карельского научного центра РАН. –2014. – №4. – С.169-171.
2. Зуева И.А., Лебедев А.А. Характерные черты сейсмических записей промышленных взрывов на Костомукшском железорудном месторождении по данным станции Карельской сети // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. –2017. – № 2. – С. 133-141.

СОЗДАНИЕ СТАНЦИОННЫХ БЮЛЛЕТЕНЕЙ В ФОРМАТЕ «ТРЁХ ФАЙЛОВ» ИЗ ОТЧЕТА О ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ ПРОГРАММЫ WSG

Иванков О.Е., Сафонич И.Н.

ФИЦ «Единая геофизическая служба РАН», г. Воронеж, Россия

Аннотация. В работе представлен вариант решения отдельной проблемы возникшей при прекращении поддержки в новых версиях операционных систем базы данных «Станционный бюллетень» написанной в MS Access 97, которая позволяла из обработки в программе WSG создавать станционные декадные бюллетени в формате 3-х текстовых файлов. В лаборатории Сейсмического мониторинга ВКМ они использовались в качестве текстовой БД результатов мониторинга и задействованы в программах статистической обработки.

Введение. Основными отчетными документами каждой работающей сейсмической станции являются бюллетени и каталоги, которые составлялись вручную работающими на станции сотрудниками. Основной задачей этих документов является учет всех зарегистрированных сейсмической станцией за год землетрясений путем присвоения им порядкового номера. Это обеспечивало возможность адресации землетрясения по его номеру в каталоге сейсмической станции. С появлением и развитием цифровых сейсмических станций в Геофизической службе была создана база данных «Станционный бюллетень» (БДСТБЮЛ) на *MS Access 97*, которая позволяла на каждой станции иметь декадные бюллетени и каталоги, а также создавать по результатам суточной обработки сводки в формате МСК-85. Отчетные материалы БДСТБЮЛ полностью копировали составляемые вручную бюллетени и каталоги, как по форме, так и по содержанию. Что позволило в «классическом» виде на каждой станции иметь бюллетень, а также создавать сводные бюллетени по сети станций (**рис. 1**).

Сводный бюллетень местных сейсмических событий зарегистрированных Нововоронежской локальной сетью											
С 1 ПО 10 марта 2022 г.											
Код	№	Дата	Обозначение	Тип прибора	Время	S-P	Δ°	T	A	M	Примечание
стан-	землетрясения			и составляющая	,	(м-с)	град,				
ции	рясения						KM	NS	EW	Z	
	37	03/03/20	O=09-41-23. 2					lat=49.67	lon=36.85		H= 5km
								Kp+s= 9.3			
								L_LB(SDovais)030322_0941			
ABD1	37	03/03/20	E Pg	CM3	SPZ 09:41:59. 4						
			XM	CM3	SPZ 09:41:59. 7		0.2	0.063			
							0.2	0.054			
							0.3		0.09	4.7	K=9.2
VSR	37	03/03/20	E Pg		DHZ 09:42:02. 4						
			XM		SPZ 09:42:02. 7		0.2	0.028			
							0.2	0.020			

Рис. 1. Пример сводного бюллетеня по Нововоронежской локальной сети

База данных БДСТБЮЛ включает три связанные таблицы (**рис. 2**) и формы для составления бюллетеня вручную, а также макросы для чтения из базы данных WSG, создания сводки за сутки и вывода декадного бюллетеня в формате «трех файлов» для отправки их в отдел сводной обработки данных ФИЦ ЕГС РАН. Текстовые файлы имеют стандартные имена Events, StatBull и XM с соответствующим номером декады (**рис. 3**). Это позволило создать на их основе текстовую базу данных станционных бюллетеней по каждой станции. За длительное время их использования в Лаборатории сейсмического мониторинга ВКМ создан комплекс программ статистической обработки результатов мониторинга, анализирующие станционные бюллетени в трёх файловом формате.

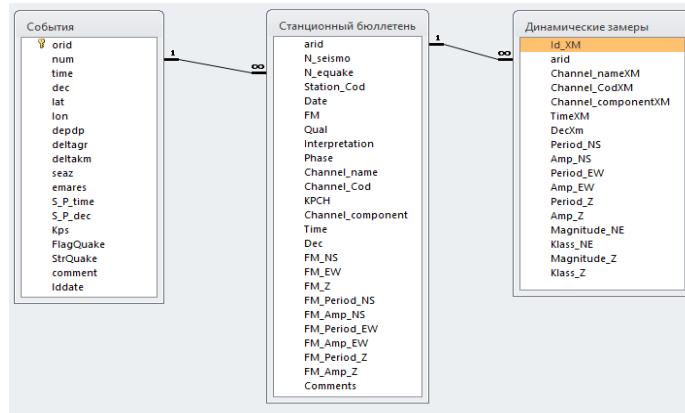


Рис. 2. Структура базы данных «Станционный бюллетень»

EventL01.txt

```

8387;1;;;;;;0;;30/04/20 19:13:18
8388;2;;;;;;0;;30/04/20 19:20:57
8389;3;;;;;;0;;01/05/20 01:58:59
8390;4;;;;;;0;;05/05/20 00:43:47
8391;5;;;;;;0;;05/05/20 00:49:05
8392;6;;;;;;0;;05/05/20 00:53:41
8393;7;;;;;;0;;05/05/20 01:00:40
8394;8;;;;;;0;;05/05/20 01:15:43
8395;9;;;;;;0;;05/05/20 01:25:05
8396;10;02/01/20 04:29:00;0;;23.73;;30/12/99 00:04:17;0;;0;;05/05/20 01:46:12
8397;11;02/01/20 04:29:00;0;;05/05/20 02:00:31
8398;12;02/01/20 18:23:49;5;;69.14;0;;0;;05/05/20 14:22:13
8399;13;05/05/20 14:28:09
8400;14;05/05/20 14:35:36
8401;15;05/05/20 15:03:29
8402;16;05/05/20 15:25:40
8403;17;05/01/20 02:10:23;2;;18.29;;30/12/99 00:09:52;9;0;;07/05/20 00:31:12

```

StabBL01.txt

```

11176;;1;"LPSR";01/01/20 00:00:00;;"E";0;"P";"ib3-h";"BP";0;"Z";01/01/20 01:19:31;1;;;;
11177;;2;"LPSR";01/01/20 00:00:00;;"E";0;"P";"ib3-h";"BP";0;"Z";01/01/20 03:11:14;3;1;;
11178;;3;"LPSR";01/01/20 00:00:00;;"E";0;"P";"ib3-h";"BP";0;"Z";01/01/20 13:04:15;4;1;;
11179;;4;"LPSR";01/01/20 00:00:00;;"E";0;"P";"ib3-h";"BP";0;"Z";01/01/20 15:17:13;1;1;;
11180;;5;"LPSR";01/01/20 00:00:00;;"E";0;"P";"ib3-h";"BP";0;"Z";01/01/20 16:42:29;4;1;;
11181;;6;"LPSR";01/01/20 00:00:00;;"E";0;"P";"ib3-h";"BP";0;"Z";01/01/20 18:21:02;5;1;;
11182;;7;"LPSR";01/01/20 00:00:00;;"E";0;"P";"ib3-h";"BP";0;"Z";01/01/20 19:48:32;8;1;;
11183;;8;"LPSR";01/01/20 00:00:00;;"E";0;"P";"ib3-h";"BP";0;"Z";01/01/20 20:21:06;8;1;;
11184;;9;"LPSR";01/01/20 00:00:00;;"E";0;"P";"ib3-h";"BP";0;"Z";01/01/20 20:58:02;1;1;;
11185;;10;"LPSR";02/01/20 00:00:00;;"E";0;"P";"ib3-h";"BP";0;"Z";02/01/20 04:18;1;1;;
11186;;10;"LPSR";02/01/20 00:00:00;;"E";0;"S";"ib3-h";"BP";0;"Z";02/01/20 04:38:35;2;1;;
11187;;12;"LPSR";02/01/20 00:00:00;;"E";0;"P";"ib3-h";"BP";0;"Z";02/01/20 09:05:53;3;1;;
11188;;12;"LPSR";02/01/20 00:00:00;;"E";0;"P";"ib3-h";"BP";0;"Z";02/01/20 18:34:54;2;1;;
11189;;12;"LPSR";02/01/20 00:00:00;;"E";0;"P";"ib3-h";"BP";0;"Z";02/01/20 19:05:40;0;1;;
11190;;13;"LPSR";02/01/20 00:00:00;;"E";0;"P";"ib3-h";"BP";0;"Z";02/01/20 20:54:40;4;1;;
11191;;14;"LPSR";03/01/20 00:00:00;;"E";0;"P";"ib3-h";"BP";0;"Z";03/01/20 01:29:26;2;1;;
11192;;14;"LPSR";03/01/20 00:00:00;;"E";0;"P";"ib3-h";"BP";0;"Z";03/01/20 01:29:26;2;1;;

```

XM_L01.txt

```

10085;11176;"ib3-h";"SP";"Z";01/01/20 01:19:33;6;0.88;0.01;;
10086;11177;"ib3-h";"SP";"Z";01/01/20 03:11:17;1;0.96;0.01;;
10087;11178;"ib3-h";"SP";"Z";01/01/20 13:04:24;0;0.84;0.01;;
10088;11179;"ib3-h";"SP";"Z";01/01/20 15:17:16;4;1.16;0.01;;
10089;11180;"ib3-h";"SP";"Z";01/01/20 16:42:31;7;0.92;0.02;;
10090;11181;"ib3-h";"SP";"Z";01/01/20 18:21:05;4;1.16;0.02;;
10091;11182;"ib3-h";"SP";"Z";01/01/20 19:48:35;1;1.00;0.12;;
10092;11183;"ib3-h";"SP";"Z";01/01/20 20:21:13;9;1.00;0.01;;
10093;11184;"ib3-h";"SP";"Z";01/01/20 20:58:04;6;1.00;0.03;;
10094;11185;"ib3-h";"SP";"Z";02/01/20 04:34:33;4;0.96;0.16;5.81;
10095;11186;"LP";"E";02/01/20 04:38:52;7;16.60;3.36;;
10096;11187;"ib3-h";"SP";"Z";02/01/20 09:05:55;3;0.92;0.03;;
10097;11188;"ib3-h";"SP";"Z";02/01/20 18:34:57;1;1.00;0.11;6.20;
10098;11189;"LP";"Z";02/01/20 19:07:38;2;18.04;13.04;6.21;
10099;11190;"ib3-h";"SP";"Z";02/01/20 20:54:44;5;0.88;0.02;;
10100;11191;"ib3-h";"SP";"Z";03/01/20 01:29:28;2;0.88;0.06;;
10101;11192;"ib3-h";"SP";"Z";03/01/20 03:53:56;0;0.88;0.02;;
10102;11193;"ib3-h";"SP";"Z";04/01/20 07:37:21;1;1.08;0.05;;
10103;11194;"ib3-h";"SP";"Z";05/01/20 02:22:25;7;1.04;0.02;5.53;
10104;11195;"SP";"E";05/01/20 02:32:15;2;1.48;0.05;;
10105;11196;"ib3-h";"SP";"Z";05/01/20 04:39:08;3;0.96;9.189839e-03;;
10106;11197;"ib3-h";"SP";"Z";05/01/20 04:54:29;2;0.80;0.02;;
10107;11198;"ib3-h";"SP";"Z";05/01/20 12:36:49;5;0.96;0.01;;
10108;11199;"ib3-h";"SP";"Z";05/01/20 19:11:11;3;0.84;0.02;;
10109;11201;"ib3-h";"SP";"Z";05/01/20 23:24:48;8;0.84;0.03;;
10110;11202;"ib3-h";"SP";"Z";06/01/20 00:31:50;4;0.76;0.02;5.66;
10111;11203;"ib3-h";"SP";"Z";06/01/20 01:04:03;0;15.00;1.26;1.15;20;

```

Рис.3. Содержимое станционного бюллетеня по станции LPSR
в формате «трёх файлов»

Проблема. Развитие вычислительной техники привело к развитию операционной системы и программного обеспечения *MS Access*, однако техническая поддержка БДСТБЮЛ в Обнинске своевременно не осуществлялась. Это привело к тому, что для создания отчетных материалов в Лаборатории сейсмического мониторинга ВКМ используется рабочий компьютер со старой версией системы и программного обеспечения, несмотря на то, что создан программный модуль «Data Processor» (DP). Однако DP разработанный на замену БДСТБЮЛ имеет ряд особенностей, которые не позволяют поддерживать используемую в лаборатории базу бюллетеней в формате трех текстовых файлов.

Основная проблема связана с отсутствием «универсальной» нумерацией обработанных в программе WSG событий. DP использует динамическую нумерацию событий в пределах выборки, то есть, одно и то же землетрясение может иметь разный номер. Кроме того, создаваемые DP три файла имеют некорректные значения в «ключевых» полях «*orid*» и «*arid*», которые не позволяют без их корректировки соединять обработку разных декад текущего года в одной текстовой базе данных. Отсутствие «прогресса» в создании новой версии программы «Станционный бюллетень» привело к тому, что на сейсмической станции, используя модуль DP только для передачи в отдел сводной обработки содержимое двух таблиц программы WSG, в которых содержится обработка нужной декады. То есть теперь на сейсмических станциях отсутствует возможность создания отчетных материалов в «классической» форме, что формально понижает уровень их «значимости».

Решение. Используя новый подход к технологическому развитию лаборатории с применением отдельных программ написанных на Python [1], разработан программный модуль обеспечивающий создание и распечатку декадных бюллетеней по отдельной станции в формате «трёх файлов». В них номер зарегистрированного станцией события в рамках года является уникальным, а значения «ключевых полей» позволяют объединять их в единую базу данных за текущий год. Источником данных о зарегистрированных сейсмических событиях является «*Отчет о землетрясениях*», который можно сгенерировать и сохранить в программе WSG с включенными опциями: «Выводить список фаз» и «Сортировать по возрастанию» (**рис. 4**).

Отчет за период '00:00:00 01/10/2018 - 12:12:51 08/05/2019'												
Индекс		Время в очаге		Широта		Долгота		Глубина		Комментарий		
20180319124144				0.000		T_010117_4						
<u>Sta Chan Flt Res Fm Qual Phase Delta Az Time Time max Amp Per M Comm</u>												
KOU1 CHZ	-	-	?	E	P	-	-	09:33:32.33	09:33:33.19	0.018	0.64	
KIU1 CHZ	-	-	?	E	P	-	-	09:33:32.52	09:33:33.16	0.011	1.00	
KAU2 CHZ	-	-	?	E	P	-	-	09:33:32.62	09:33:33.72	0.010	0.80	
KAU1 CHZ	-	-	?	E	P	-	-	09:33:32.92	09:33:35.05	0.008	0.60	
KHU1 CHZ	-	-	?	E	P	-	-	09:33:33.77	09:33:34.86	0.012	0.72	
<u>Индекс</u>												
20180402165126		11/01/2018	18:26:26	18.560	96.467	33.000	T_110118_23					
<u>Sta Chan Flt Res Fm Qual Phase Delta Az Time Time max Amp Per M Comm</u>												
KHU1 CHZ	-	0.4	?	E	P	57.6	319.8	18:36:13.10	18:36:17.37	0.340	0.88	
KOU1 CHZ	-	0.2	?	E	P	57.6	320.0	18:36:13.15	18:36:16.19	0.128	0.60	Мб 6.4
KDS1 CHZ	-	0.3	?	E	P	57.6	319.9	18:36:13.15	18:36:19.00	0.282	1.24	Мб 6.5
KAU2 CHZ	-	0.0	?	E	P	57.7	320.0	18:36:13.33	18:36:19.19	0.173	0.68	Мб 6.5
KIU1 CHZ	-	0.1	?	E	P	57.7	320.1	18:36:13.61	18:36:16.68	0.112	0.68	Мб 6.3
KAU1 CHZ	-	0.3	?	E	P	57.7	319.9	18:36:13.88	18:36:18.18	0.188	0.64	Мб 6.6
KAU1 CHN	-	-1.5	?	E	S	57.7	319.9	18:44:09.11	-	-	-	
KOU1 CHN	-	-0.3	?	E	S	57.6	320.0	18:44:09.22	-	-	-	
KIU1 CHN	-	-1.1	?	E	S	57.7	320.1	18:44:09.41	-	-	-	
KAU2 CHN	-	-0.0	?	E	S	57.7	320.0	18:44:10.12	-	-	-	
KDS1 CHN	-	1.2	?	E	S	57.6	319.9	18:44:10.31	-	-	-	

Рис. 4. Фрагмент сгенерированного WSG отчета о землетрясениях

При получении «*Отчета...*» за нужную декаду необходимо помнить, что для выборки используется поле «дата записи» (*iddata*) данного землетрясения. Поэтому для включения всех событий за нужную декаду необходимо выбирать более широкие рамки. Затем из полученного «*Отчета...*» удалить вручную события из других декад. Подготовленный таким образом файл очищается программным модулем от неинформативных строчек, которые на **рис. 4** выделены светлым. Оставшиеся строчки нумеруются, начиная со следующего номера предыдущей декады. Эти номера используются в качестве значений «ключевых» полей «*orid*» и «*arid*».

В Лаборатории ведется сводная обработка сейсмических событий, поэтому полученный «*Отчет...*» содержит обработку события по всем станциям. Для получения бюллетеня по одной станции необходимо оставить строчки, относящиеся к ней. Оставшимся строчкам с описаниями событий присваиваются номера землетрясений с учётом последнего номера в предыдущей декаде. После этого результаты замеров и обработки переносятся в соответствующие поля станционной базы бюллетеней, из которой создаются «правильные» файлы

текстовой базы бюллетеней, а также создается печатная версия бюллетеня по форме приближенная к «стандартной» (рис. 5).

Сейсмическая станция KAU1 Makarovka 51.6964N 35.5277E 167.0 м											Бюллетень № 18 с 21 по 30 июня 2019		
№	!Дата ! Земл. !ДД/ММ!	Фаза	!Сейсмо- метр	Время !ЧЧ:ММ:СС.С.	S-P	Раст.	T	А(мкм)			M	Ком- мент.	
								сек	град	сек	NS	EW	Z
-1-													
716	! Нет параметров землетрясения			! T_200619_6									
!20/06!	eP		!CM-3KB	!10:25:55.1!	SPZ								
!	PM			:58.7!	SPZ			0.72!			0.027!		
717	! Нет параметров землетрясения			! T_200619_7									
!20/06!	eP		!CM-3KB	!22:04:51.1!	SPZ								
!	PM			05:06.6!	SPZ			0.60!			0.082!		
718	! Нет параметров землетрясения			! T_200619_8									
!20/06!	eP		!CM-3KB	!22:36:23.0!	SPZ								
!	PM			:37.5!	SPZ			0.60!			0.017!		
-3-	(KAU1-18/2019)												
1	! 2	! 3	! 4	! 5	! 6	! 7	! 8	! 9	! 10	! 11	! 12	! 13	
749	! O = 26/06/19 02:18:13.0			! 08:39.2!	64.4	!	Aз = 327.5						
!	Lat: 56.3N Lon: 164.34E h= 33			! T_260619_1									
!26/06!	eP		!CM-3KB	!02:28:44.4!	SPZ								
!	PM			:47.9!	SPZ			0.68!			0.266!	6.8	
!	eS			37:23.7!	SPN								
!	SM			:29.4!	SPN			2.04!	0.612!				
750	! Нет параметров землетрясения			! T_260619_2									
!26/06!	eP		!CM-3KB	!03:37:01.4!	SPZ								
!	PM			:13.0!	SPZ			0.56!			0.009!		
751	! Нет параметров землетрясения			! T_260619_3									
!26/06!	eP		!CM-3KB	!04:28:00.4!	SPZ								
!	PM			:02.1!	SPZ			0.52!			0.04		

Рис. 5. Фрагмент станционного бюллетеня по станции KAU1

Основной трудностью, которая была успешно преодолена, являлось отсутствие в «Отчете...» даты сейсмического события для не полностью обработанных (слабых) телесейсмических землетрясений (рис. 4). Информация о дате землетрясения содержится только в поле «время в очаге». Пришлось использовать поле «Комментарий», в которое при начале обработки нового землетрясения обработчик записывает тип сейсмического события (T), его дату (200619) и порядковый номер в течение суток (6), разделенные знаком подчеркивания (_).

Вывод. Проведенное сравнение содержимого бюллетеней полученных за предыдущие годы через базу данных «Станционный бюллетень» и с помощью разработанного модуля из отчета землетрясений, полученный в программе WSG, показали, что оба способа дают идентичные результаты. То есть присвоенные номера одинаковых землетрясений совпадают. Это подтверждает возможность использования модуля для продолжения использования в лаборатории текстовой базы данных станционных бюллетеней и получения отчетных документов в «классической» форме.

Литература.

1. Сафонич И.Н. Использование библиотеки OBSPY для улучшения локации близких сейсмических событий в программе WSG // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных : Тезисы XIV Междунар. сейсмологической школы Республика Молдова, Обнинск, / Отв. ред. А.А. Маловичко. – Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН, 2019. – С. 87. – EDN FHYJOF.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ОБ ИСТОРИЧЕСКИХ И ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЯХ НА ЮГО-ВОСТОКЕ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

Карпинский В.В., Ассиновская Б.А., Панас Н.М., Мунирова Л.М., Карпинская О.В.

ФИЦ «Единая геофизическая служба РАН», г. Санкт-Петербург, Россия

Аннотация. В работе представлены: объединённый (включающий макросейсмические исторические и инструментально зарегистрированные события) унифицированный по магнитуде Mw региональный каталог, оценка представительности землетрясений, исследование сейсмического режима в зоне ответственности Пулковской сейсмической сети. Сделан исторический обзор исследований сейсмичности в регионе.

В данной работе было проведено обновление некоторых параметров региональной сейсмичности – создание объединённого (включающего макросейсмические исторические и инструментально зарегистрированные события) унифицированного по магнитуде Mw регионального каталога, оценка представительности землетрясений, исследование сейсмического режима в зоне ответственности (уверенной регистрации) Пулковской сейсмической сети. Областью настоящего исследования является круг радиусом 400 км с центром 60.3 с.ш. 30.2 в.д., который соответствует зоне уверенного приёма Пулковской региональной сейсмической сети (происходящие в этой зоне сейсмические события регистрируются, как минимум, тремя станциями Пулковской сети) (**рис. 1**). В тектоническом плане район исследования расположен на юго-восточном склоне Фенноскандинавского щита, охватывая области депрессии Финского залива и Псковско-Палдисского разлома на западе, Ладожско-Ботнической зоны на севере и части Карельского кратона на востоке.

Первое признанное землетрясение в Скандинавии и Финляндии произошло в 1375 г. в район о. Готланд. Каталог для нашей области исследования открывается событием 1610 г. (окрестности г. Коувола). С середины XVII в. стали поступать регулярные свидетельства очевидцев о дрожании земли, гулах и пр. Несмотря на ассейсмичность региона, таких свидетельств, как правило, о незначительных повреждениях от сейсмических явлений и пр., оказалось много. Этому способствовал принятый в 1686 г. Церковный закон, который среди прочего предписывал заносить в церковные книги "То, что произошло в приходе, состоящее в особенно хорошем или плохом достижении одного или другого, или также то, что, вне обычного хода природы, в стихиях, или в жизни и смерти, заслуживает записи".

В 1748 г. это положение было почти дословно включено в правила составления таблиц статистики населения. Начиная с XVIII в. получила большую популярность местная пресса, в которую жители с удовольствием отправляли свои заметки о различных природных явлениях. Не все свидетельства были подтверждены, а подтверждённые явления далеко не всегда имели сейсмическую природу. Но эти записи в церковных книгах и газетные заметки дали бесценные данные для анализа о сейсмичности региона исследователям в XIX–XX в., таким, как А. Перрей, Р. Кьеллен, К. и А. Моберги, Дж. Росберг и др. Наиболее сильные землетрясения XVII–XIX вв. были включены в «Каталог зарегистрированных землетрясений с 1606 г. до н.э. по 1850 г. н.э.» (Р. Малле, 1957 г.), и в «Каталог землетрясений Российской империи» (И. В. Мушкетов и А. П. Орлов, 1893). Особо надо отметить монографию Х. Ренквиста «Землетрясения в Финляндии» (1930 г.), в которой он не только обобщил труды предшественников, провёл масштабное анкетирование жителей Финляндии об ощущаемых землетрясениях, позволившее дополнить список событий, но и сделал анализ интенсивности, повторяемости землетрясений [1]. Эта работа стала базовой для всех последующих исследователей сейсмичности региона. Во второй половине XX в. сейсмичностью региона занимались М. Бат, Г. Д. Панасенко, А. А. Никонов, Б. А. Ассиновская [2] и др., дополнившие и уточнившие каталог Х. Ренквиста.

Инструментальные наблюдения в исследуемом регионе начались в 1906 г. в Пулкове, в середине 1920-х гг. была открыта сейсмостанция в г. Хельсинки, но малое количество станций на большом расстоянии не позволяло полноценно регистрировать региональные события. В середине 1950-х гг. была открыта сейсмостанция «Апатиты», позднее начали развиваться финская и шведские сейсмические сети, сейсмические группы в Норвегии и на Кольском полуострове. Полноценная регистрация региональных событий в рассматриваемой области началась в 1970-х гг. В начале XXI в. была организована Пулковская региональная сеть, а чуть позже сейсмическая сеть Института геологии КарНЦ РАН.

Данные о землетрясениях для выбранной области были собраны из 3-х частей:

1. Исторические события — каталог Института сейсмологии Хельсинкского университета, основанный на каталоге Х. Ренквиста.
2. События 1970–2007 гг. по инструментальным данным финской сейсмической сети, станции "Апатиты" и др.
3. События с 2007 г. по настоящее время, зарегистрированные Пулковской сейсмической сетью.

Карта распределения землетрясений представлена на **рис. 2**.

Была проведена унификация магнитуд для всех событий каталога: интенсивность и магнитуды были пересчитаны в моментную магнитуду M_w . Для пересчёта локальной магнитуды M_L использовалась формула, предложенная Г. Грунтхалом [3]:

$$M_w = 1.2 + 0.28M_L + 0.06M_L^2$$

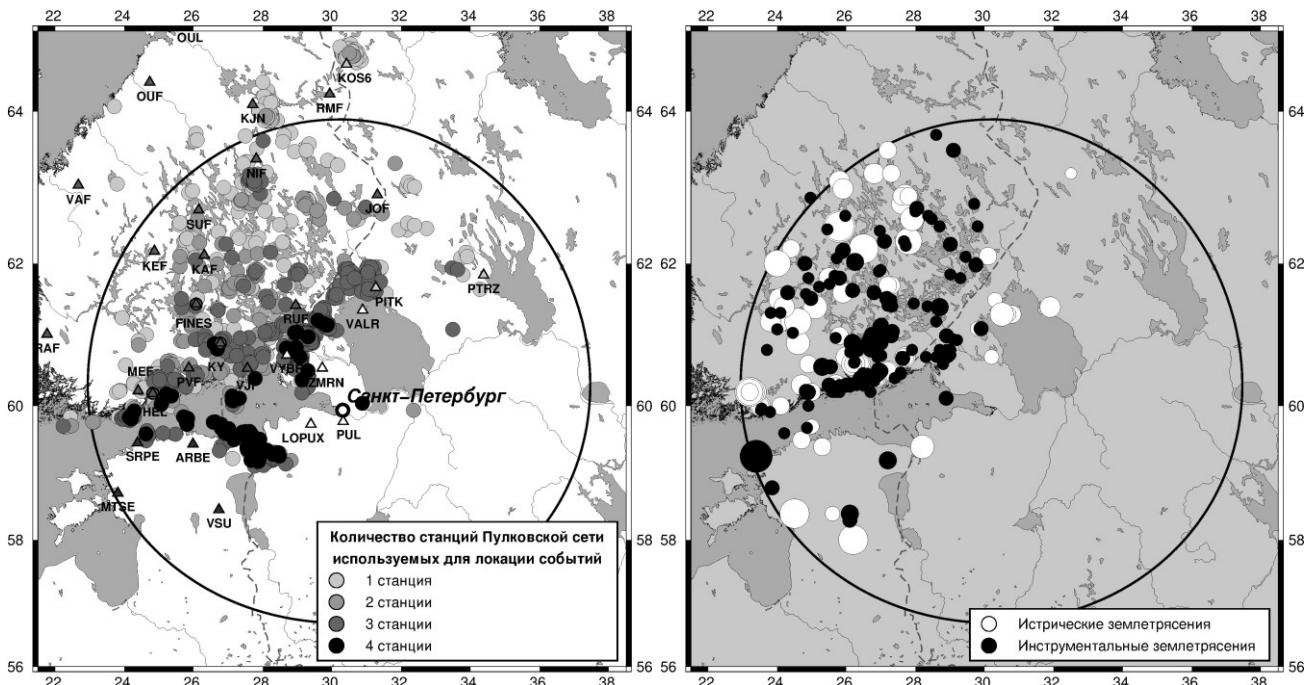


Рис. 1. Участие станций Пулковской региональной сети в сводной обработке событий по всем доступным станциям

Рис. 2. Карта распределения землетрясений в исследуемой области

Для оценки представительности каталога и расчёта угла наклона графика повторяемости были просуммированы землетрясения для интервалов магнитуды 0.5 единиц. Также оценка представительности каталога и проводилась в программном модуле "Nadezhnost_Kataloga" [4]. Оба метода дали близкие результаты: представительными являются события с магнитудой $M_w \geq 1.2$ (570 событий). Наклон графика повторяемости также рассчитывался двумя способами: в программном модуле "Nadezhnost_Kataloga" и линейной аппроксимацией количества землетрясений в интервалах магнитуд с шагом 0.5. Также был постро-

ен кумулятивный график повторяемости. Углы наклона, рассчитанные этими тремя способами, оказались схожими: $\gamma = 0.8$ для линейной аппроксимации, $\gamma = 0.77$ для программного модуля "Nadezhnost_Kataloga" и $\gamma = 0.85$ для кумулятивного графика повторяемости (рис. 3). Все эти значения лежат в пределах доверительного интервала.

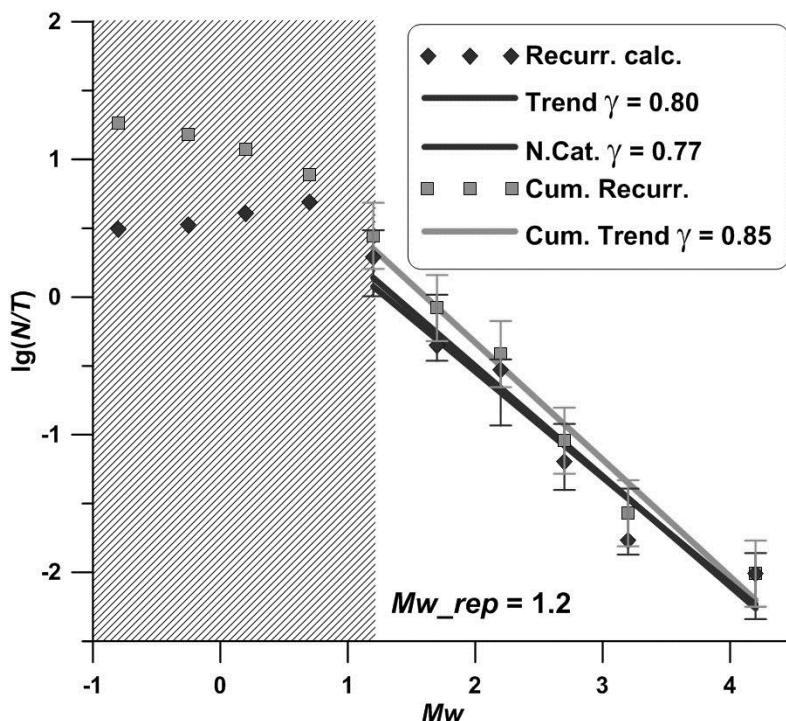


Рис. 3. Графики повторяемости. Оценка представительности

Таким образом, в работе собраны все имеющиеся к настоящему времени сведения о землетрясениях в юго-восточной части Фенноскандии. Они собраны в единый каталог, все магнитуды приведены к моментной магнитуде Mw . Данная работа является основанием для дальнейшего пополнения базы сейсмических данных и мониторинга поведения графика повторяемости, как индикатора сейсмической активности в регионе.

Литература.

1. Renqvist H. Finlands jordskalv // Fennia. — 1930. — Vol. 54, No. 1. – 113 p.
2. Ассиновская Б. А., Карпинский В. В. Ладожские сейсмические явления. 2020. – 52 с.
3. Grünthal G., Wahlström R. An Mw based earthquake catalogue for central, northern and north-western Europe using a hierarchy of magnitude conversions - Journal of Seismology - 2003. - Vol. 7 - P. 507-531.
- 4.. Салтыков В.А О возможных проблемах оценки пространственно-временных особенностей представительности каталога землетрясений (на примере камчатского каталога Единой Геофизической Службы РАН) // Вестник КРАУНЦ. Науки о земле. - 2019. - № 3. Вып. 43 - С. 66–74.

СОВРЕМЕННЫЕ ПОДЪЕМЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ, СЕЙСМИЧНОСТЬ И ТЕКТОНИКА КАВКАЗА

Кафтан В.И.¹, Маневич А.И.¹, Татаринов В.Н.^{1,2}

¹*Геофизический центр РАН», г. Москва, Россия*

²*Институт физики Земли имени О. Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия*

Аннотация. Рассматриваются и анализируются результаты государственного точного нивелирования на территории Кавказа. Измерения охватывают около вековой интервал времени. За этот период подготовлены и изданы несколько карт современных вертикальных движений земной коры на разные эпохи. Карты демонстрируют интенсивные поднятия Большого и Малого Кавказа, сменяющиеся эпохами менее интенсивных опусканий и затиший вертикальных деформаций. Это явление согласуется с региональным сейсмическим процессом. Подавляющее большинство сильных коровых землетрясений происходит преимущественно на границах подъемов в периоды их затиший. В свете существующих моделей региональной тектоники дается интерпретация полученных результатов.

Введение. Сегодня повторные геодезические измерения широко используются для изучения современных геодинамических явлений, а также для проверки существующих представлений о тектонических процессах в земной коре. Наиболее распространенным измерительным средством решения указанных задач в последние десятилетия являются глобальные навигационные спутниковые системы (ГНСС). В рамках современных моделей глобальной тектоники плит скорость движений варьирует от сантиметров до дециметра в год, если говорить об односторонних и монотонных движениях земной поверхности. К территориям быстрых движений относятся сейсмоактивные зоны земной коры. Такой областью является Кавказ.

История изучения движений земной коры Кавказа средствами ГНСС охватывает примерно три десятилетия. За это время были реализованы крупномасштабные международные проекты по проведению полевых наблюдений, созданы непрерывные ГНСС-станции, много-кратно осуществлялись локальные исследования в разных частях Кавказского региона. При этом в исследованиях недостаточно внимания уделялось изучению вертикальных движений. Не смотря на то, что тектоника и морфология Кавказа прямо указывают на существенную роль вертикальных движений, в построении геодинамических моделей и проверке тектонических гипотез, авторы ограничивались интерпретацией скоростей современных горизонтальных движений. Вероятно, причиной тому являлась менее высокая точность ГНСС-определения вертикальной компоненты и, возможно, увлечение плитотектоническими гипотезами.

В то же время, изучение вертикальных движений Кавказского региона имеет почти вековую историю. Повторение точного государственного нивелирования позволило получить точные характеристики и построить карты современных вертикальных движений земной коры (СВДЗК) для этого региона. Эти эмпирические данные не находят достаточного резонанса у исследователей геодинамики и тектоники Кавказа. Более того, такие измерения во всем мире все менее используются при изучении геодинамических процессов. Учитывая эти обстоятельства, мы поставили перед собой задачу провести обзорное историческое исследование результатов определения современных вертикальных движений земной коры (СВДЗК) Кавказа в связи с сейсмической активностью региона.

Карты СВДЗК территории Кавказа. Картографические модели СВДЗК, полученные по данным точного нивелирования, при значительном пространственном охвате имеют весьма малое число повторных измерений по нивелирным линиям [1, 2]. К настоящему времени вертикальные движения Кавказского региона зарегистрированы на трех официальных картах СВДЗК. Первая региональная модель СВДЗК Кавказа и Юго-Восточного Приазовья была

подготовлена В.А. Мацковой [3]. Использованные измерительные данные этой карты, дополненные современными результатами, вошли в поздние, официально изданные, карты.

Первой из таких карт была «Карта современных вертикальных движений Восточной Европы», изданная в двух масштабах [4]. Начальная и конечная эпохи повторного нивелирования изменились в пределах 1933-1950 и 1968-1971, соответственно. К этому времени была успешно завершена, принятая к реализации в 1968 году, государственная программа развития нивелирования I и II классов на территории СССР. При вычислении скоростей вертикальных движений особое внимание было уделено Кавказскому региону. Полная длина линий нового повторного нивелирования Кавказа составила 3.2 тыс. км. Это обеспечило определение скоростей вертикальных движений 266 дополнительных нивелирных знаков. На карте впервые было показано интенсивное поднятие Большого Кавказского хребта (**рис. 1**).

Второй картографической моделью стала «Карта современных вертикальных движений земной коры на территории Болгарии, Венгрии, ГДР, Польши, Румынии, СССР (Европейская часть), Чехословакии» [5]. Независимо от зарубежных территорий была опубликована «Карта современных вертикальных движений земной коры территории СССР» [6]. Кавказский регион был охвачен повторным нивелированием с общей длиной линий 12 тысяч погонных км. Число замкнутых полигонов составило 18. Количество нивелирных знаков с вычисленными скоростями движений было около 1000. Время измерений первой и второй эпох изменилось в пределах 1946-1950 и 1970-1975, соответственно. На этой карте Большой Кавказ оказался вовлеченным в основном в слабые опускания, в то время как Малый – в интенсивные поднятия (**рис. 2**).

Следующей была карта современных вертикальных движений земной поверхности Прикаспийского региона [7]. Для нее была использована сеть нивелирования из 73-х замкнутых полигонов, имеющая 199 узловых реперов. Общее число нивелирных знаков составило 4412 со средними удалениями между смежными реперами около 10 км. Средний интервал времени между первой 1970-1975 и второй 1985-1992 эпохами измерений составил 29 лет. На этой карте Большой Кавказ вновь характеризуется положительными СВДЗК, а территория Спитакского поднятия – отрицательными (**рис. 3**).

Концепции тектонического и геодинамического развития Кавказа. В рамках плейт-тектонической концепции геотектоника региона определяется взаимодействием Аравийской плиты, напирающей с юга на Евразийскую плиту. Считается, что Аравийская плита вклинивается в структуры Кавказа, создавая, как правило, правосторонние и левосторонние сдвиги к востоку и западу, соответственно. За счет этого происходит укорочение земной коры, приводящее к складкообразованию, росту горных сооружений и общему поднятию региона [8]. В областях пересечения разломов образуются морфоструктуры узлов, с которыми связана повышенная сейсмическая активность.

Анализ данных сейсмической томографии позволил авторам работы [9] предложить региональную трехмерную модель подлитосферных потоков, источником которых является Эфиопско-Афарский суперплитом. Одна из ветвей такого потока ориентирована субмеридионально. Пересекая западный сегмент Аравийской плиты, она достигает Малого и центральной части Большого Кавказа. В связи с этим поздняя стадия развития Кавказского орогена сопровождается интенсивными восходящими движениями.

Принципиально иная концепция геосинклинально-платформенного развития горной системы Кавказа предлагается в работе [10]. На основе анализа механизма очагов землетрясений, тектонических условий и ГНСС-наблюдений, в дополнение к плейт-тектонической модели, предполагается существование на Кавказе самостоятельного локального процесса, связанного с увеличением объема толщи горных пород и последующего воздымания земной коры [11]. На существование такого механизма, в частности, указывают горизонтальные расстояния в крест простирации Большого Кавказского хребта. Авторы работы [12], на примере Северо-Осетинского сегмента, объясняют эту особенность явлением диапиризма в рамках тектонической парадигмы В.В. Белоусова.

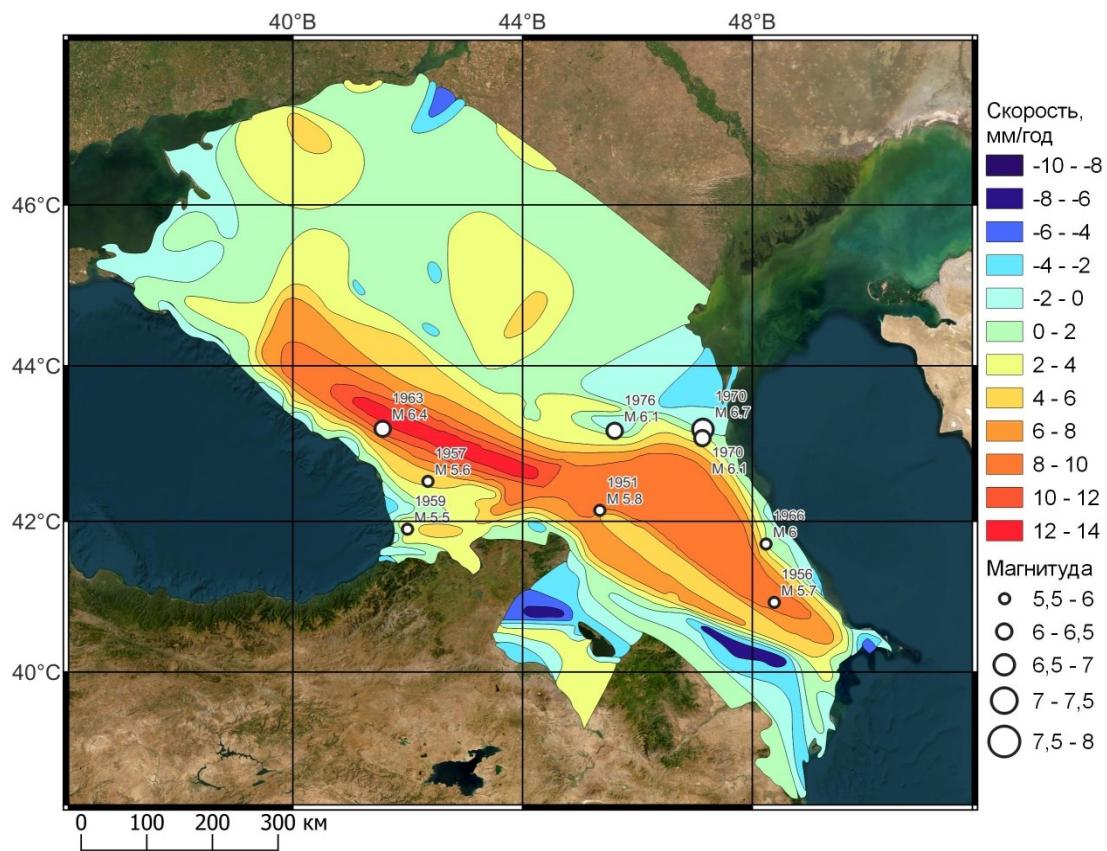


Рис. 1. Подъем Большого Кавказа 1925-1946 гг. и последующие за ним землетрясения $7 > M > 5.5$

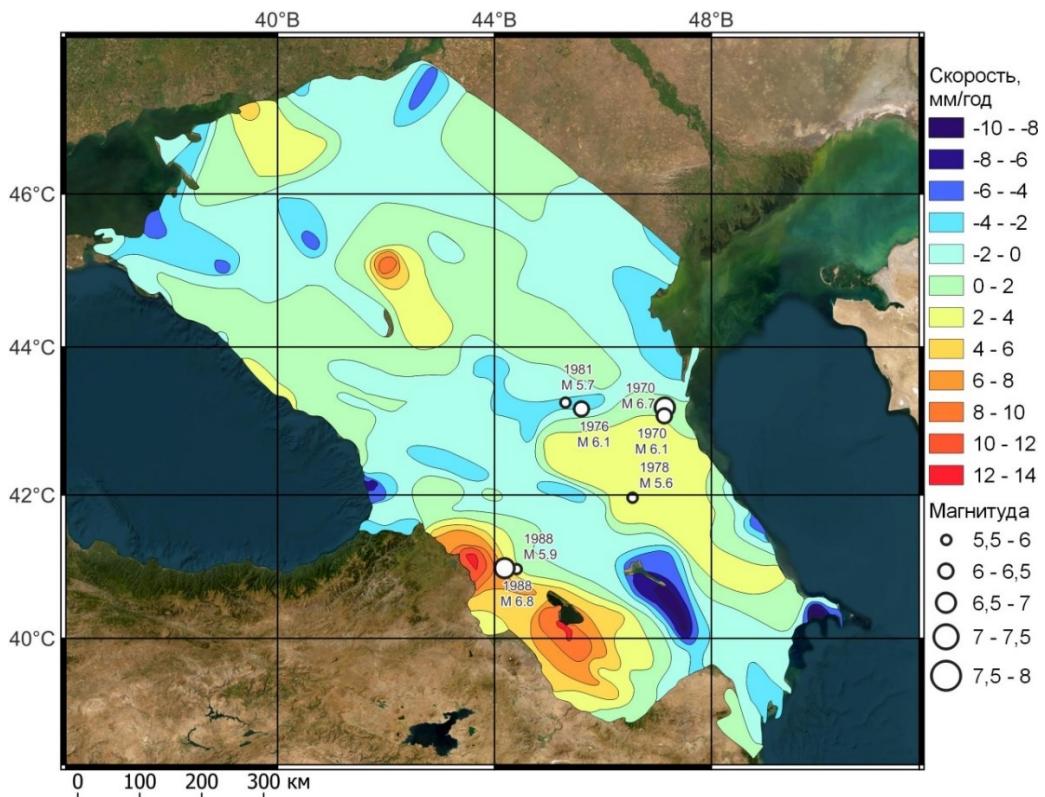


Рис. 2. Подъем малого Кавказа 1946-1970 гг. и последующие землетрясения $7 > M > 5.5$

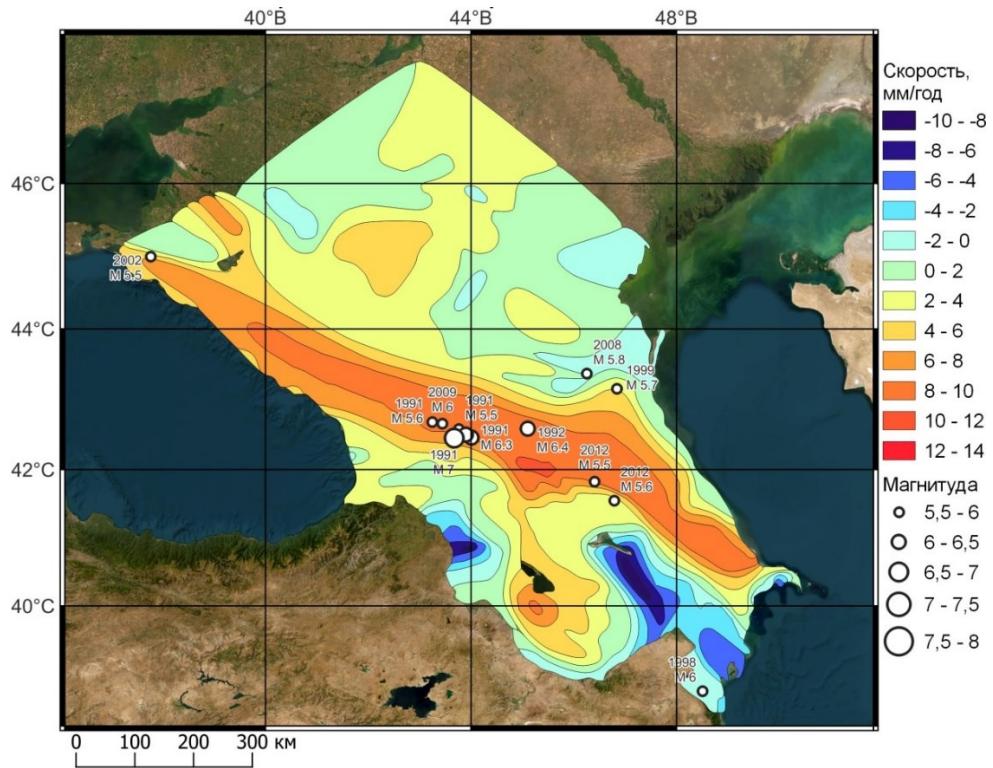


Рис. 3. Подъем Большого Кавказа 1970-1985 гг. и последующие за ним землетрясения $M > 5.5$

Недавние исследования подтвердили наличие землетрясений на глубинах ~ 150 км под Северными предгорьями Большого Кавказа. Этот факт объясняется проявлением в регионе океанической субдукции [13, 14].

Необходимо подчеркнуть, что во всех рассмотренных концепциях важную роль играют вертикальные движения, но при этом не принимаются во внимание фактические результаты их определения на протяжении столетия.

Современные движения и сейсмичность Большого и Малого Кавказа. Сопоставление карт вертикальных движений с сейсмической активностью на вековом интервале представляет определенный интерес для объяснения механизмов образования тектонических структур. С этой целью землетрясения $M > 5.5$ нами были нанесены на карты скоростей СВДЗК трех основных эпох наблюдений (рис. 1-3). При этом стремились к проверке предположения о том, что сильные землетрясения происходят в периоды затишья движений земной коры в области будущего эпицентра.

Поэтому на рис.1-3 нанесены землетрясения, последующие за относительно быстрыми подъемами земной коры в периоды малых скоростей вертикальных движений. Полученные иллюстрации убедительно показывают, что все, за исключением одного события, попадают в области предшествующих интенсивных положительных вертикальных движений, в том числе Спитакского (рис. 2). Если придерживаться первой гипотезы (плейтектоники) то, вероятно, это связано с периодами интенсивного давления со стороны Аравийской плиты. И, как результат, с реакцией верхней части земной коры в виде деформаций поднятия и горизонтальных движений типа надвигов, также вызывающих поднятие земной поверхности. В любом случае, как первая, так и вторая (геосинклинальная) гипотезы, не позволяют объяснить короткопериодичность смены знака вертикальных движений, захватывающих обширные территории Большого Кавказа. В этой связи представляется важным обратить внимание на гипотезу подлитосферных течений, динамику которых еще предстоит изучать.

Эпицентры сильнейших событий располагаются в основном в зонах перехода от опусканий к поднятиям, на краях областей воздымания. Интересно, что во время первого поднятия 1925-1946 гг. сильная сейсмичность на Кавказе отсутствует.

Анализ эпох вертикальных движений и сейсмической активности региона наглядно продемонстрировал важность использования карт СВДЗК для обоснования и подтверждения геодинамических и тектонических моделей.

Литература.

1. Кафтан В.И. Карты современных движений земной коры: содержание и информативность. // Физика Земли.- 1996.- Т.32.- №1.- С. 42-53.
2. Лилиенберг Д.А., Кафтан В.И., Кузнецов Ю.Г., Серебрякова Л.И. Картографические модели вариаций современных тектонических движений морфоструктур Кавказа и Закавказья. // Геоморфология.- 1997.- №4.- С. 63-75.
3. Мацкова В.В. Карта скоростей современных вертикальных движений земной коры Кавказа и Ю-В Приазовья. / Современные движения земной коры. Вып. 3. Москва. СГК АН СССР.- 1968.- С.244-264.
4. Карта современных вертикальных движений Восточной Европы, м-б 1 : 10 000 000, 1 : 2 500 000, М., ГУГК СССР, 1971,1973 г.
5. Карта современных вертикальных движений земной коры на территории Болгарии, Венгрии, ГДР, Польши, Румынии, СССР (Европейская часть), Чехословакии. Масштаб 1: 25000000. М.: ГУГК, 1986.
6. Карта современных вертикальных движений на территорию СССР, М., м-б 1 : 5 000 000, ГУГК СССР, 1989 г.
7. Кузнецов Ю.Г., Кафтан В.И., Бебутова В.К., Серебрякова Л.И., Верещетина А.В. Современные вертикальные движения земной поверхности Прикаспийского региона. // Геодезия и картография.- 1997.- №9.- С.29-35.
8. Ismail-Zadeh A., Adamia S., Chabukiani A., Chelidze T., Cloetingh S., Floyd M., Gorshkov A., Gvishiani A., Ismail-Zadeh T., Kaban M.K., Kadirov F., Karapetyan J., Kangarli T., Kiria J., Koulakov I., Mosar J., Mumladze T., Müller B., Sadradze N., Safarov R., Schilling F., Soloviev A. Geodynamics, seismicity, and seismic hazards of the Caucasus // Earth-Science Reviews. 2020. V. 207. Article 103222. DOI:10.1016/j.earscirev.2020.103222.
9. Trifonov V.G., SokolovS.Yu. Structure of the mantle and tectonic zoning of the central Alpine-Himalayan belt // Geodynamics and Tectonophysics. – 2018. – V. 9(4). – P. 1127-1145.
10. Павленкова Н.И., Иогансон Л.И. Геодинамический феномен Черноморско-Кавказско-Каспийского региона. Структура, вещественный состав, свойства, современная геодинамика и сейсмичность платформенных территорий и сопредельных регионов. / Материалы XXII Всероссийской с международным участием научно-практической Щукинской конференции. Воронеж.- 2020.- С.264-269.
11. Lukk A.A., Shevchenko V.I. Seismicity, tectonics, and GPS geodynamics of the Caucasus. // Izvestiya, Physics of the Solid Earth.- 2019.- V. 55.- Issue 4.- P. 626-648. 10.1134/S1069351319040062
12. Milyukov, V.K., Mironov, A.P., Ovsyuchenko, A.N. et al. Velocities of Present-Day Horizontal Movements in the Central Sector of the Greater Caucasus according to GPS Observations and Their Relation to Tectonics and the Deep Structure of the Earth's Crust. // Dokl. Earth Sc.-2018.-V.481.- P. 879–882. <https://doi.org/10.1134/S1028334X18070279>
13. Gunnels M., Yetrimishli G., Kazimova S., Sandvol E. Seismotectonic evidence for subduction beneath the Eastern Greater Caucasus // Geophysical Journal International 224 (3), March 2021.- P.1825-1834 <https://doi.org/10.1093/gji/ggaa522>
14. Kangarli T.N., Kadirov F.A., Yetirmishli G.J., Aliyev F.A., Kazimova S.E., AliyevA.M., Safarov R.T., Vahabov U.G. Recent geodynamics, active faults and earthquake focal mechanisms of the zone of pseudosubduction interaction between the Northern and Southern Caucasus microplates in the southern slope of the Greater Caucasus (Azerbaijan) // Geodynamics &Tectonophysics.- 2018.- 9(4).- P.1099-1126. <https://doi.org/10.5800/GT-2018-9-4-0385>

НОВЫЕ ДАННЫЕ О НЕОДНОРОДНОСТЯХ ПОЛЯ ПОГЛОЩЕНИЯ S-ВОЛН В РАЙОНЕ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА

Копничев Ю.Ф.^{1,2}, Соколова И.Н.³, Аристова И.Л.²

¹Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

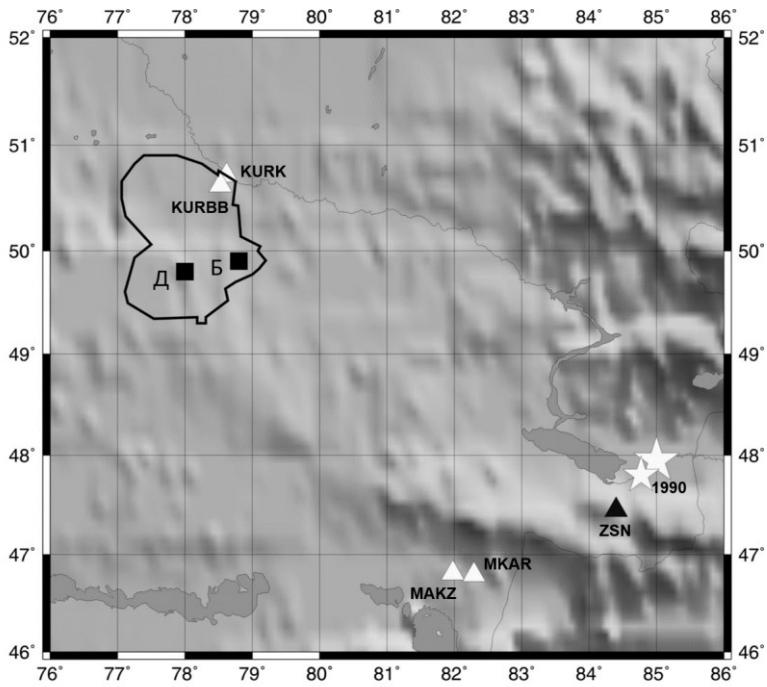
²Институт геофизических исследований НЯЦ РК, г. Курчатов, Казахстан

³ФИЦ «Единая геофизическая служба РАН», г. Обнинск, Россия

Аннотация. Рассмотрены пространственно-временные вариации поля поглощения короткопериодных поперечных волн в литосфере восточного Казахстана по данным стационарных и временных станций. Выявлена область высокого поглощения в районе площадки Балапан Семипалатинского испытательного полигона, где проводились наиболее мощные ПЯВ и где проходят крупные разломные зоны. Еще одна такая область соответствует очагу сильного Зайсанского землетрясения и его близким окрестностям.

Введение. В работе проводится изучение неоднородностей поля поглощения короткопериодных *S*-волн в районе восточного Казахстана. Такие данные представляют большой интерес для района Семипалатинского испытательного полигона (СИП), где проводились сотни мощных подземных ядерных взрывов (ПЯВ). Кроме того, для сравнения рассматриваются пространственно-временные характеристики поля поглощения в окрестностях очаговой зоны сильного Зайсанского землетрясения 14.06.1990 г. ($Mw=6.6$), произошедшего на границе Восточного Казахстана. По характеристикам поля поглощения *S*-волн можно судить о содержании глубинных флюидов в земной коре и верхах мантии [1-3]. В свою очередь, такая информация важна для анализа геодинамических процессов в литосфере, в том числе связанных с подготовкой сильных землетрясений [4-7].

Материалы и методика. Мы использовали записи местных землетрясений и химических взрывов (калибровочных и карьерных), полученных стационарными и временными станциями на небольших эпицентральных расстояниях (до нескольких десятков км). В районе СИП обрабатывались данные, полученные временными станциями на двух главных площадках (Балапан и Дегелен (рис. 1)).



Звездочки – эпицентры Зайсанского землетрясения 1990 г., а также его сильнейшего афтершока ($M 6.6$ и 6.2).

Рис. 1. Карта района исследований. Показан контур СИП, а также главные площадки (Б – Балапан, Д - Дегелен).

Картирование поля поглощения S-волн проводилось по характеристикам короткопериодной коды. Ранее было показано, что на частотах около 1 Гц кода сформирована главным образом поперечными волнами, отраженными от многочисленных субгоризонтальных границ в коре и верхней мантии [2, 8]. В этом случае участки крутого и пологого наклона огибающих коды соответствуют проникновению S-волн в области соответственно сильного и слабого поглощения. Глубины таких областей оцениваются из простых геометрических соображений в предположении формирования коды однократно отраженными поперечными волнами [2, 8]. Предварительно проводилась частотная фильтрация вертикальных компонент записей (использовался фильтр с центральной частотой 1.25 Гц и шириной $2/3$ октавы [2]). Эффективная добротность Q_s определялась по формуле

$$A(t) \sim \exp(-\pi t Q_s T)/t \quad (1)$$

(здесь t – время от начала излучения, T – период колебаний). Отметим, что в некоторых случаях амплитуды в коде затухают медленнее, чем по закону $A(t) \sim 1/t$, что в рамках принятой модели формирования коды соответствует нулевому коэффициенту поглощения. В таких случаях мы формально принимали величину Q_s равной 2000.

Анализ данных. Площадка Балапан. На рис. 2 показаны разрезы поля поглощения, построенные по данным двух станций в области площадки Балапан. Минимальная добротность ($\sim 40-55$) соответствует слоям в нижней коре и верхах мантии. В работе [4] показано, что такие величины добротности наблюдаются для станций, расположенных в областях крупных разломов.

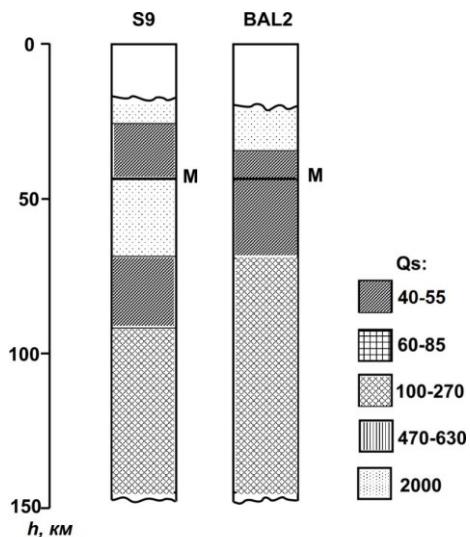


Рис. 2. Разрезы поля поглощения по данным двух временных станций S9 и BAL2, установленных на площадке Балапан

Площадка Дегелен. На рис. 3 представлены огибающие коды, построенные по записям калибровочных взрывов на площадке Дегелен. Наблюдаются существенные вариации наклона огибающих в различных интервалах времени. В интервале $10-25 \text{ с}$, соответствующем средней и нижней коре, относительно высокое поглощение наблюдается для станций S5 и S6 (Q_s равно соответственно 80 и 85).

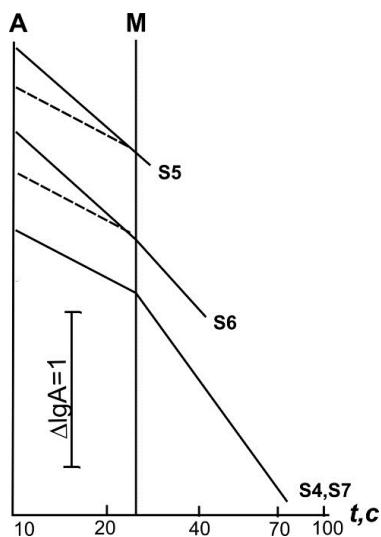
В то же время для станций S4 и S7 имеет место очень слабое поглощение ($Q_s \sim 2000$). Важно отметить, что станции S5 и S6 находятся в зонах небольших разломов, расположенных на окраинах массива Дегелен, а станции S4 и S7 – в центральной его части. Для станций S4 и S7 удалось оценить добротность в диапазоне $25-60 \text{ с}$, соответствующем верхам мантии ($Q_s \sim 90$).

Станция ZSN. На рис. 4 представлены общие огибающие коды, построенные по записям близких событий, полученным ст. ZSN в 1990-1998 и 2022-2023 гг. При построении первого типа огибающих использованы в том числе записи афтершоков сильного Зайсанского землетрясения 14.06.1990 г. ($M_w=6.6$). Видно, что на общей огибающей выделяются два

участка крутого падения амплитуд в интервалах 19-23 и 49-62 с, которым соответствуют значения эффективной добротности ~ 20 и 60. Первый интервал соответствует распространению поперечных волн в нижней коре, а второй – в верхах мантии. Кроме того, присутствуют два отрезка очень слабого затухания амплитуд при $t=10-19$ и 23-49 с, которым мы приписываем значения $Q_s \sim 2000$.

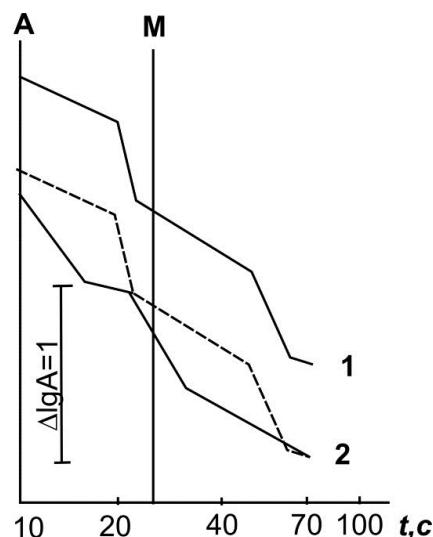
Общая огибающая, построенная по записям, полученным в 2022-2023 гг., резко отличается по форме. На ней также выделяются два интервала быстрого падения амплитуд, которые, однако, смещены на значительно меньшие времена ($t=10-16$ и 23-33 с). Этим интервалам соответствуют значения добротности $Q_s \sim 30$ и 45.

Интересно, что для нескольких стационарных станций, установленных в рассматриваемом районе (KURK, KURBB, MAKZ и MKAR, см. рис.1), по записям карьерных взрывов и местных землетрясений установлено достаточно слабое поглощение в нижней коре и верхах мантии (минимальные величины $Q_s \sim 85$ и 160) [9]. Следует отметить, что станции KURK и KURBB расположены довольно далеко от эпицентров сильных ПЯВ, а proximity от станций MAKZ и MKAR не зарегистрированы относительно сильные землетрясения ($M > \sim 5$) [10].



Пунктир – часть огибающей для станций S4 и S7. M соответствует границе Мохо

Рис. 3. Огибающие коды для временных станций в области площадки Дегелен



1 (и пунктир) – данные за 1990-1998 гг.,
2 – за 2022-2023 гг

Рис. 4. Огибающие коды для станции ZSN

Обсуждение результатов. Повышенное поглощение поперечных волн соответствует присутствию флюидов в области распространения. Имеющиеся данные, полученные методом МТЗ [11], говорят о том, что наиболее высокая проводимость, так же, как и сильное поглощение S-волн, наблюдается в нижней коре и верхах мантии. В районе площадки Балапан проходят два крупных разлома – Калба-Чингизский и Чинрауский. Можно полагать, что постоянная вибрация, связанная с воздушными и подземными ядерными взрывами, проводившимися с конца 1940-х до 1989 г., а также с карьерными взрывами с начала 2000-х годов, облегчала миграцию глубинных флюидов по разломным зонам [4]. При этом минимальные величины добротности значительно ниже для площадки Балапан (по сравнению с Дегеленом), где проводилась подавляющая часть сильнейших ПЯВ. После подъема флюидов в нижнюю кору возможна дальнейшая их миграция как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении, что позволяет объяснить особенности пространственной структуры поля поглощения в области площадки Балапан [4].

Относительно высокое поглощение в нижней коре и верхах мантии в окрестностях очага Зайсанского землетрясения в течение 8 лет после этого события не противоречит данным, полученным ранее в разных районах земного шара [7]. В то же время через 32-33 года

после этого землетрясения слои высокого поглощения переместились вверх, что свидетельствует о подъеме глубинных флюидов [7]. Этот процесс также может быть связан с вибрацией, обусловленной сильным землетрясением и его афтершоками. Следует отметить, что подъем легких флюидов энергетически выгоден, поскольку приводит к уменьшению потенциальной энергии Земли.

Таким образом, выявленные области высокого поглощения в районе восточного Казахстана в первую очередь связаны с площадкой Балапан, где проводились наиболее мощные ПЯВ и где проходят крупнейшие разломные зоны. Еще одна такая область соответствует очагу сильного Зайсанского землетрясения и ее близким окрестностям.

В свете полученных данных, по нашему мнению, целесообразно активизировать анализ различных геофизических и геохимических данных в районе восточного Казахстана в целях возможного среднесрочного прогноза сильного сейсмического события. Пока количества имеющихся здесь сейсмостанций явно недостаточно для детального картирования поля поглощения в рассматриваемом районе. Новые данные можно будет использовать для оценки сейсмической опасности территории, а также для выбора мест установки дополнительных станций с целью мониторинга сейсмических событий различной природы. Кроме того, данные о поглощении S -волн могут быть использованы для моделирования конфигурации и выбора параметров системы раннего предупреждения о сильных землетрясениях для атомных объектов восточного Казахстана [12].

Литература.

1. Molnar P., Oliver J. Lateral variations of attenuation in the upper mantle and discontinuities in the lithosphere// J. Geophys. Res. 1969. - V.74. - P. 2648-2682.
2. Конников Ю.Ф. Короткопериодные сейсмические волновые поля. М.: Наука, 1985. - 176с.
3. Конников Ю.Ф., Аракелян А.Р. О природе короткопериодных сейсмических полей на расстояниях до 3000 км// Вулканология и сейсмология. 1988. - № 4. - С.77-92.
4. Конников Ю.Ф., Соколова И.Н. Пространственно-временные вариации структуры поля поглощения поперечных волн в районе Семипалатинского полигона// Физика Земли. 2001. - № 11. - С.73-86.
5. Конников Ю.Ф., Соколова И.Н. Неоднородности поля поглощения короткопериодных поперечных волн в литосфере Восточного Тянь-Шаня и их связь с сейсмичностью// Докл. РАН. 2012. - Т.442. - № 6. - С.821-824.
6. Конников Ю.Ф., Соколова И.Н. Картирование поля поглощения S-волн по коде записей местных землетрясений и карьерных взрывов в районе Северного Тянь-Шаня// Геофизические процессы и биосфера. 2019. Т. 18. - № 4. - С.241-252.
7. Конников Ю.Ф., Гордиенко Д.Д., Соколова И.Н. Пространственно-временные вариации поля поглощения поперечных волн в верхней мантии сейсмически активных и слабосейсмичных районов // Вулканология и сейсмология. 2009. - № 1. - С. 49-64.
8. Aptikaeva O.I., Kornichev Yu.F. Space-time variations of the coda wave envelopes of local earthquakes in the region of Central Asia// J. Earthq. Pred. Res. 1993. - V. 2. - N 4. - P. 497-514.
9. Kornichev Yu.F., Sokolova I.N. Mapping of S-wave attenuation field using the coda envelopes of local earthquakes and quarry blasts for the east Kazakhstan region on the data from permanent and temporary seismic stations//Geodynamics & Tectonophysics. 2023. - V.14. - N 4.
10. Кондорская Н.В., Шебалин Н.В. (ред.). Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР. М.: Наука. 1977. - 535 с.
11. Ваньян Л.Л., Хайндман Р.Д. О природе электропроводности консолидированной коры. Физика Земли. 1996. № 4. - С.5-11.
12. Nakamura H., Horiuchi S., Wu C., Yamamoto S., Rydelek P. Evaluation of the real-time earthquake information system in Japan// Geophys. Res. Lett. 2009. V. 36. L00B01, doi:10.1029/2008GL036470.

МЕТОДИКА ЭКОЛОГО-ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ТЕРРИТОРИЙ

Косинова И.И., Ильяш Д.В.

Воронежский государственный университет, г. Воронеж, Россия

Аннотация. В статье представлены методические разработки по эколого-геодинамическому исследованию территорий, базирующиеся на проявлении влияний разломных зон на поверхность. Представлены определения специфических структур, получивших название «циркумменты». Выявлены приуроченность данных структур к активным неотектоническим зонам. Разработаны критерии эколого-геодинамических оценок, включающие как пространственные и морфологические характеристики циркумментов, так и сопровождающие их процессы и явления. Разработанная методика апробирована на примере Липецкой области. Составлена картографическая модель территории, на основании которой разработан комплекс рационального природопользования территории Липецкой области.

Ключевые слова: методика, геотектоника, экологические оценки, циркумменты, критерии, карта, мероприятия, Липецкая область.

Современные дистанционные методы изучения земной поверхности дают возможность значительно ускорить и вместе с тем увеличить достоверность геологического изучения как открытых, так и закрытых территорий. Они широко используются при морфологическом анализе, который особенно эффективен для выявления линеаментов и кольцевых структур. Однако, как показал обзор опубликованных данных, среди последних у геологов вызывают интерес лишь достаточно крупные объекты, которые сами по себе являются элементами геолого-структурного каркаса территорий. Нами предлагается новый вариант морфологического анализа, который назван циркумментно-морфологическим. Под циркумментами предлагается понимать замкнутые изометричной формы депрессии инфильтрационно-суффозионной просадочной природы с размерностью ранга микро- и мезоформ рельефа. Приводятся доказательства того, что они являются особым типом форм, которые образуются благодаря экзогенным процессам, но при инициации эндогенными силами на поднятиях разного ранга. Данный метод дает возможность более точного трассирования неотектонических структур, участков проявления активных новейших движений, что может значительно увеличить эффективность и объективность глубинного геологического картирования, а также и эколого-геологических исследований.

Отмечено, что в ряде случаев участки распространения циркумментов пытаются использовать под промышленную и даже жилую застройку. Местами делаются попытки их осушения с дальнейшей распашкой под технические и зерновые культуры, однако практика показывает, что урожайность на них не покрывает затрат. В данной работе на конкретных примерах показано, что делать это не только нецелесообразно, а порой просто опасно для здоровья. Эти структуры представляют собой особого рода геодинамические и геохимические системы, которые являются проводниками глубинной энергии и вещества, и сами могут генерировать негативные явления. Площади их развития сопровождаются усилением экзогенных геодинамических процессов, химической деградацией почвенного покрова, загрязнением подземных водоносных горизонтов тяжелыми металлами, солевыми компонентами, повышенной эманацией радона.

Циркумменты - это депрессионные микро- и мезоформы рельефа изометричного облика инфильтрационно-суффозионного просадочного происхождения, наблюдаемые на равнинах, сложенных рыхлыми алеврито-песчаными толщами. Они отличаются зональным строением по морфологии, строению почвенного профиля и по фитоценозам. Обычно выделяется внешняя зона в виде кольцевого возвышения (вала), пологий склон составляет большую часть площади структуры, и он постепенно переходит в плоское днище.

По своим размерным параметрам, согласно классификации А.П. Герасимова, циркумменты попадают в диапазон мезо- и мини-форм рельефа и соответствуют экзогенным микроструктурам центрального типа по В.В. Соловьеву. Размер циркумментов варьирует достаточно широко от первых метров до первых километров, т. е. с размахом в три порядка. Несмотря на вариации условий образования, их объединяет сходство в морфологии, единая кинетика процесса, общие закономерности пространственного распространения, обусловленные сходством положения в геолого-геоморфологическом каркасе территории.

Первая и основная закономерность – приуроченность к гребням водоразделов современной гидросети.

Вторая - приуроченность к осевым линиям структурных меандр рек, огибающих новейшие локальные поднятия разного уровня.

Третья - зависимость размера циркумента от градиента гравитационного потенциала рельефа, благодаря чему, при прочих равных условиях максимальными размерами отличаются циркумменты главного водораздела.

Четвертая закономерность имеет структурообразующий характер. Циркумменты не встречаются как одиночные формы, но образуют целые системы (ансамбли), рисунок которых может быть линейным или относительно изометричным. Циркумменты сами по себе не являются элементами структурного каркаса территории, но являются индикаторами тех или иных морфоструктур: линейных, купольных, купольно-кольцевых. На своде поднятий плотно группируются наиболее крупные циркумменты, более мелкие на склонах образуют радиально-концентрические цепочки. Крупные депрессии в рельефе оконтуриваются циркумментами по кольцевому возвышению. Характерна многоуровневость морфоструктур, с которыми связаны циркумменты (**рис. 1, 2**).

Циркумменты как формы рельефа - экзогенные образования, но не спонтанные, а образующие сложные иерархические системы, подчиняющиеся общему структурному закону организации и динамике вещества литосферы. Они трассируют не только неотектонические и современные волновые движения поверхности осадочного чехла, но хорошо согласуются и с геологическим строением кристаллического фундамента. Они появляются в зонах динамического влияния глубинных разломов, над узлами пликативно-дизьюнктивных дислокаций, над блоками гранитизации, гнейсификации, над отдельными телами гранитоидных, базитовых и ультрабазитовых интрузий, испытывающих восходящие движения по механизму протрузий.

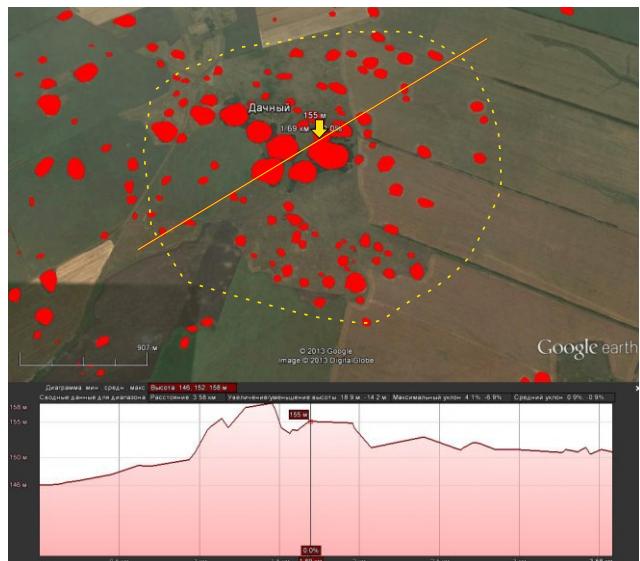


Рис.1. Купольная морфоструктура в Чаплыгинском районе Липецкой области в поперечнике имеет размер более 3 км. Циркумменты в ее сводовой части более крупные, чем на склонах

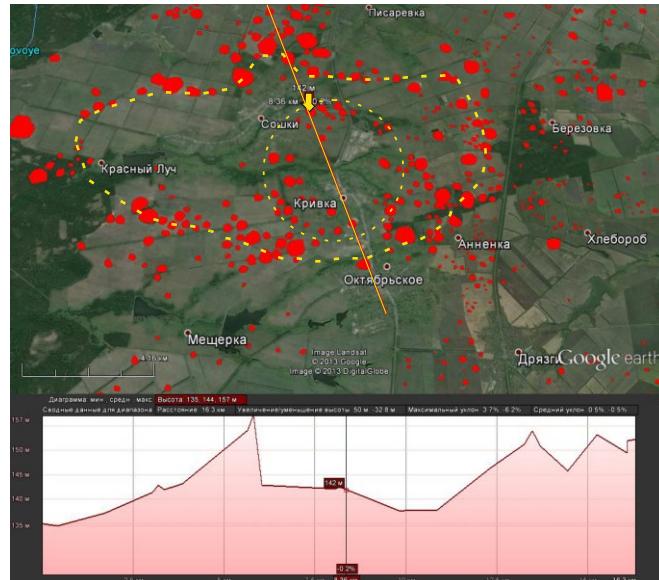


Рис. 2. Купольно-кольцевая морфоструктура. Внутренняя круглая впадина диаметром в 5 км вложена в более крупную Сошкскую впадину

В рельефе они всегда приурочены к положительным формам, даже если и оконтуривают депрессионные морфоструктуры. Механизм образования обусловлен растягивающими усилиями на своде поднятий или в переходной зоне сопряженных структур разного знака движения.

Циркумменты на первом этапе образуются как очаговые центры разуплотнения, расширяющиеся постепенно по мере роста поднятия до образования просадочных воронок, которые затем также сливаются, образуя более крупные депрессионные структуры. Установлено, что фитозональность – это лишь одна из форм проявления каскадной причинно-следственной синергетической связи событий, приведших к образованию циркумента. Концентрическая зональность в растительном покрове – это внешнее отражение почвенной зональности. Последняя есть результат зонального проявления выщелачивания металлов и гумуса с двумя ее максимумами – во внешней и внутренней зонах, причем более жесткой во внешней, где чернозем превращен в «белозем» (рис. 3).



Рис. 3. Внешняя зона циркумента – открытая зона выщелачивания имеет резкую внутреннюю границу (а). Погребенный горизонт выщелачивания в пределах днища (б)

Почвенный разрез в пределах сухого днища также содержит горизонт выщелачивания, но он может быть как открытым, так и перекрытым более поздним гумусовым горизонтом. Выщелачивание вызвано кислой реакцией почвенных растворов с наиболее низкими значениями pH (менее 5) именно во внешней зоне. Кислая реакция в центральной части на днище циркумента объясняется почвоведами застойным гидрологическим режимом, близким залеганием грунтовых вод, высокой биопродуктивностью гидрофитов, обилием органики. Всего этого нет во внешней зоне, где растительный покров слабый, отсутствует гумусовый горизонт, а грунтовые воды залегают глубже. Замеры плотности потока радона по морфологическим элементам показали, что они постоянным образом максимальны во внешней зоне, независимо от масштабов циркумментов и выраженности в рельефе.

Изучение разрезов по скважинам показало, что пески внешней зоны более крупнозернистые, почти не содержат пылеватых и глинистых фракций, мономинеральные кварцевые. Зерна кварца чистые без глинистых и железистых рубашек. Эти пески от внешней зоны погружаются на глубину по мере удаления от нее к центру структуры, перекрываясь сначала мелкозернистыми песками, а затем все более глинистыми отложениями. Комплексный характер зонального строения циркумментов обеспечивает надежную идентификацию их на космоснимках, где особенно хорошо просматривается внешнее белое кольцо циркумента (**рис. 4**).



Рис. 4. Белые кольца - характерный атрибут циркумментов. М-б 1:50000

Кольцевой вал циркумента представляет собой зону конусного срыва как поверхность ослабленного механического контакта с материнским массивом. Поэтому в результате дислокаций она и оказалась наиболее проницаемой и максимально благоприятной для выщелачивания и суффозии. Проблема биологического воздействия геоактивных зон привлекает в настоящее время внимание многих ученых. Люди с давних времен, используя различные методы и приборы, пытались выяснить положение этих зон. Геоактивные зоны сопровождаются комплексом геохимических и геофизических аномальных явлений, оказывающих неблагоприятное воздействие на биоту. В этом смысле циркумменты и их ансамбли вполне отвечают определению геоактивных зон, т.к. сопровождаются целым рядом прямых признаков активной деформации осадочной толщи и ее поверхности с проявлениями негативных экзогенных процессов, контрастных геохимических аномалий, повышенного радионевского потока, химической деградации почвенного покрова, геоботанических аномалий. В районах их площадного развития резко сокращается клин пахотных земель, снижается их плодородие.

Установление косвенной (пространственной) связи циркумментов с активными геологическими структурами производилось с помощью мультимедийного наложения карт. Это

дало возможность совмещения карт геологического содержания и материалов дистанционного зондирования. Так же, косвенная пространственная связь устанавливается при обнаружении прямых признаков тектонической активности на территории развития циркумментов по результатам полевых глазомерных и инструментальных наблюдений, а так же аналитических исследований: нарушенное залегание молодых отложений, зеркала скольжения, трещиноватость, наложенная эндогенная минерализация, геохимические и геоботанические аномалии, повышенный радоновый поток, сейсмоактивность. Очень полезно использовать и ретроспективные методы, которые нацеливают на выявление геологических структур, имеющих склонность к унаследованному развитию.

Нами разработан перечень критериев для оценки эколого-геодинамического состояния территорий на площадях развития циркумментов (**табл. 1**).

Табл. 1. Матрица оценочных параметров эколого-геологического районирования

№ пп	Критерии	НД	Уровни экологической комфортности			
			Благоприят- ные	Условно благо- приятные	Неблагоприят- ные	Весьма неблаго- приятные
1	Пораженность тер- ритории поверх- ностными суффо- зионно- просадочными процессами, %	[1]	Не опасная (<10%)	Умеренно опасная (10-30%)	Опасная (30-50%)	Весьма опасная
2.	Плотность потока радона, mBk/m^2c	[1]	Требуемый класс противо- радоновой защиты I (менее 80)	Требуемый класс противорадоновой защиты II (80-200 mBk/m^2c)	Требуемый класс противорадоно- вой защиты III (более 200)	-
3	Уменьшение запа- сов гумуса от сред- него в %	[2]	10-20	20-40	40-80	>80
4	Содержание суммы токсичных солей в %	[2]	0.1-0.2	0.2-0.3	0.3-0.5	>0.5
5	Содержание <i>Fe</i> в воде	[3]	Нормальная ситуация (< 1 ПДК)	Относительно удовлетворитель- ная ситуация (от 1 до 10 ПДК)	Чрезвычайная экологическая ситуация (10-15 ПДК)	Экологиче- ское бедствие
6	Содержание <i>Mn</i> в воде	[3]	Нормальная ситуация (< 1 ПДК)	Относительно удовлетворитель- ная ситуация (в пределах гиги- нических норма- тивов (ПДК))	Чрезвычайная экологическая ситуация (10-15 ПДК)	Экологи- ческое бедствие (более 15 ПДК)

Карта эколого-геодинамического районирования Липецкой области построена нами путем мультиплекативного наложения тематических слоев, отражающих особенности распространения циркумментов и сопровождающих их проявлений (**рис. 5**). Максимальное проявление развития районов неблагоприятной и весьма неблагоприятной ситуации выявлено в восточной и юго-западной частях области. Это обусловлено комплексом анализируемых параметров. Пространственно площади оценочных категорий коррелируются с плотностью развития циркумментов. Субмеридиональная зональность пространственной структуры циркумментов (секторность) находит отражение в экологических категориях: деградации почвенного покрова, радоновой опасности, загрязнения подземных вод железом и марганцем.

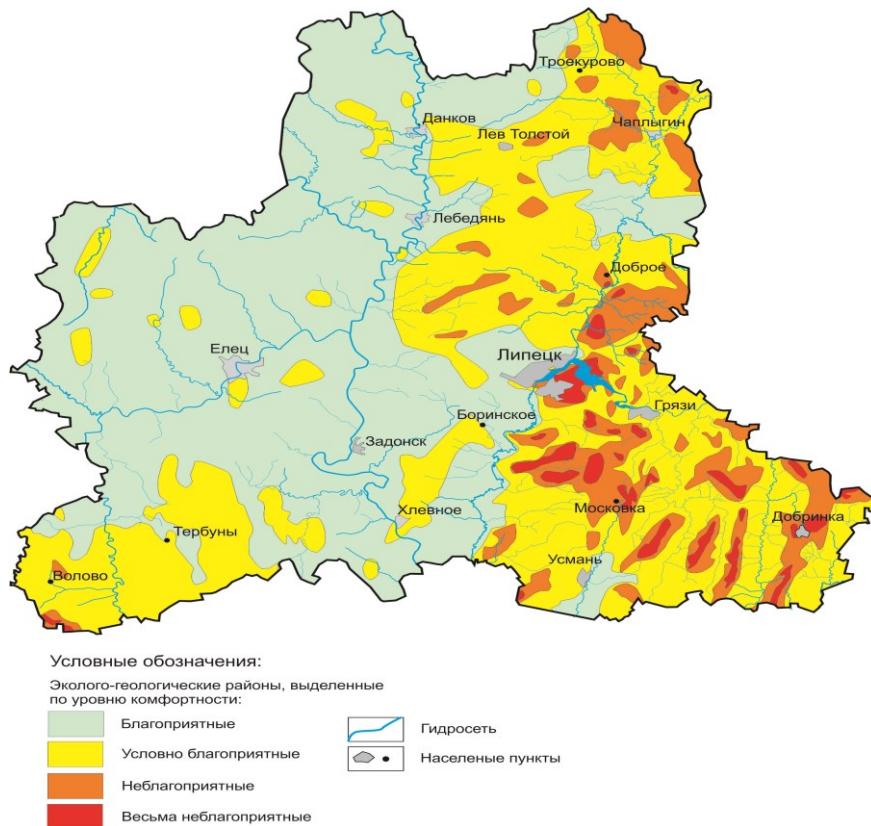


Рис.5. Карта эколого-геодинамического районирования Липецкой области

Все перечисленные виды неблагоприятной экологической ситуации в Липецкой области вызваны новейшей тектонической активизацией глубинных разломов в зоне сопряжения ОДВ и СРП и отражают ступенчатый характер переходов между этими неотектоническими структурами.

В пределах восточного сектора наиболее неблагоприятная экологическая ситуация, вызванная природными факторами, сложилась на трех участках: 1) в юго-восточных районах (Грязинский, Усманский, Добринский); 2) между г. Липецком и районным центром с. Добroe; 3) на северо-востоке в Чаплыгинском районе.

Эколого-геодинамическое районирование территории Липецкой области позволяет выделить четыре категории районов, на уровне экологической комфортности которых указывают циркумменты, как индикаторы повышенной динамической активности природных факторов:

1. Благоприятные;
2. Условно благоприятные;
3. Неблагоприятные;
4. Весьма неблагоприятные.

Отнесение отдельных участков к тому или иному типу районов проводится согласно разработанной методике эколого-геодинамического районирования. На основании полученных результатов предлагаются рекомендации по дальнейшему освоению территории Липецкой области.

В процессе проведенных исследований установлено следующее:

1. Все типы циркумментов развиваются на сопряжении крупных геологических структур, испытывающих в настоящее время дифференцированные движения. Циркумменты образуют системы определенной конфигурации (ансамбли) в зависимости от типа морфоструктур, с которыми они генетически связаны: линеаменты, валы, купола, впадины. Развитие

циркумментов хорошо увязывается с картографическими материалами, отражающими геологическое строение территории на разных структурных этажах.

2. Циркумменты как явление, обусловленное процессами деструкции земной коры, обозначаются повышенным радионевским потоком, местами очень интенсивным. Они представляют собой особую геохимическую систему с двумя подсистемами, в которых идут противоположные процессы: из почв и грунтов интенсивно выщелачиваются металлы, а накопление их происходит в грунтовых и подземных водах, где образуются контрастные и обширные аномалии железа и марганца.

3. На основе выявленных закономерностей пространственного развития циркумментов, установленных связей с геологическим строением, динамикой геологических структур и отражением в ландшафте, разработан новый метод циркумментно-морфологического анализа земной поверхности, который открывает возможности для широкого его применения в практике эколого-геодинамических исследований.

4. Разработана методика эколого-геодинамического районирования территорий активного развития циркумментов, которая апробирована на примере Липецкой области. Выделено три сектора с различной плотностью развития циркумментов, которые пространственно совмещаются с геоструктурными блоками первого порядка. В пределах последних выделяются участки повышенной плотности циркумментов, отвечающих структурно-тектоническим узлам (пересечение глубинных разломов, насыщенность интрузиями). Проведена комплексная оценка их экологического состояния. Представлены прогнозные мероприятия по дальнейшему практическо-хозяйственному освоению территории области.

Литература.

1. СНиП 22-01-95 СП 2.6.1.758-99 (НРБ-99)
2. Государственный контроль за использованием и охраной земель (нормативные материалы, выпуск 3. Под редакцией С.Л. Громова. М., АОЗТ «Земельные вести», 1996. – 415с.
3. Критерии оценки экологической обстановки территорий для выявления зон чрезвычайной экологической ситуации и зон экологического бедствия (утв. Минприроды РФ 30 ноября 1992 г.).
4. *Косинова И.И., Ильяш В.В., Ильяш Д.В.* Литологический фактор, как одна из причин неравномерности развития циркумментов на территории Воронежской антеклизы // Вестн. Воронеж. Гос. ун-та. Сер.: Геология. – Воронеж, 2013. – №1. – С. 214-218.

METHODS OF ECOLOGICAL AND GEODYNAMIC ANALYSIS OF TERRITORIES

Kosinova I.I., Ilyash D.V.

Voronezh State University, Voronezh, Russia

Abstract. The article presents methodological developments in the ecological and geodynamic study of territories, based on the manifestation of the effects of fault zones on the surface. The definitions of specific structures, called "circumments", are presented. The confinement of these structures to active neotectonic zones was revealed. Criteria for ecological and geodynamic assessments have been developed, including both the spatial and morphological characteristics of the circuses, as well as the processes and phenomena accompanying them. The developed methodology has been tested on the example of the Lipetsk region. A cartographic model of the territory has been compiled, on the basis of which a complex of rational nature management of the territory of the Lipetsk region has been developed.

Keywords: methodology, geotectonics, environmental assessments, circumments, criteria, map, activities, Lipetsk region.

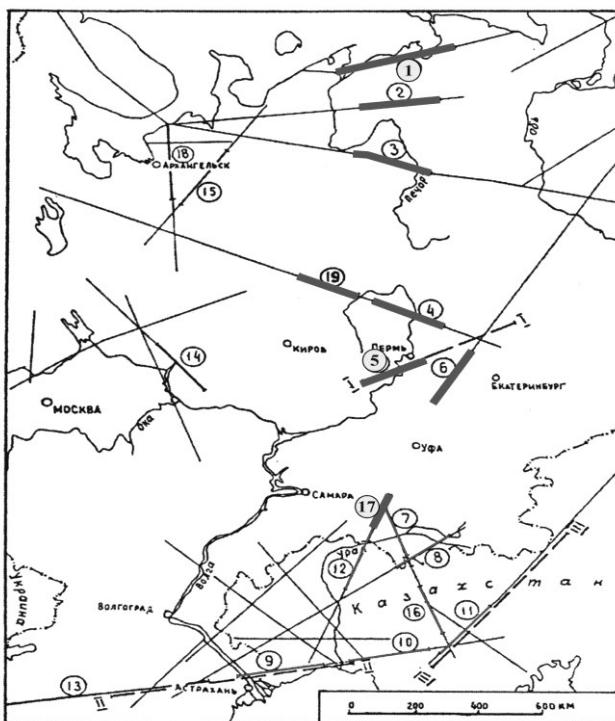
О ГЛУБИННЫХ ПРИЗНАКАХ ФЛЮИДНЫХ ПРОЦЕССОВ В КОНСОЛИДИРОВАННОЙ КОРЕ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВЕП ПО ДАННЫМ МНОГОВОЛНОВОГО ГЛУБИННОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОФИЛИРОВАНИЯ

Кузин А.М.

Институт проблем нефти и газа РАН (ИПНГ РАН), Москва, Россия.

Аннотация. На глубинных разрезах ГСЗ скорости продольных волн (V_p) и отношения скорости продольных волн к скорости поперечных волн (V_p/V_s) позволило выделить в Волго-Уральской и Тимано-Печерской нефтегазоносных провинциях следующие закономерности: 1. На глубинных разрезах V_p – под месторождениями в верхней части консолидированной коры залегают домены с повышенной скоростью. 2. На разрезах V_p/V_s – месторождения находятся на контакте доменов с повышенными и пониженными значениями этого параметра. В Предуральском краевом прогибе в консолидированной коре установлена смена преимущественно субгоризонтальной расслоенности на юге и севере на вертикальную в центральной части ВЕП. Географически эта область совпадает с южным обрамлением Северных Увалов.

Введение. В исследовании глубинного строения консолидированной коры в лаборатории Ю.К. Щукина помимо сейсмотектоники важнейшее место отводилось изучению признаков рудоносности и нефтегазоносности по данным ГСЗ. Наиболее полно в данных полевых наблюдения по ГСЗ представлены нефтегазоносные территории. Фрагменты глубинных разрезов ГСЗ, проходящие через месторождения углеводородов и перспективные площади Волго-Уральской и Тимано-Печорской НГП (рис. 1) в Предуральском краевом прогибе были преобразованы в разрезы скорости продольных волн (V_p) и разрезы отношения скорости продольных волн к скорости поперечных волн (V_p/V_s) в виде изолиний этих параметров [3].

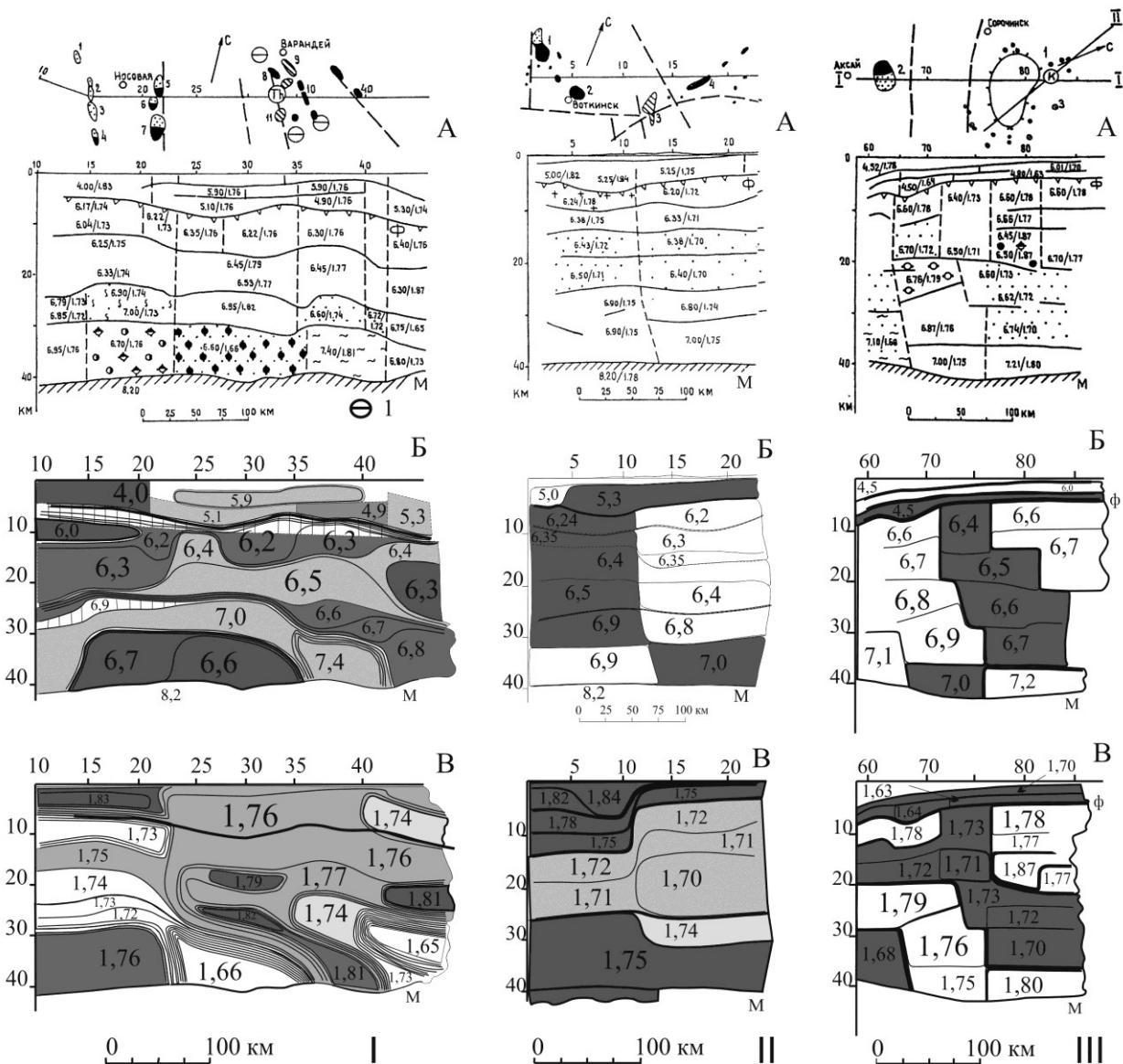


Серым цветом выделены номера фрагментов профилей (17, 5, 1), описанные в тексте.

Рис. 1. Схема размещения геотраверсов и профилей многоволнового сейсмического профилирования в европейской части территории России и северо-западных районах Казахстана [1]

Помимо этого в черно-белой гамме выделялись области с доменами максимальных и минимальных значений Vp и Vp/Vs . Под доменами понимаются области (5 – 15 км по вертикали и 50 – 100 км и более по латерали) консолидированной коры, которые можно разделить по сейсмическим параметрам Vp , Vs и Vp/Vs [1]. Широкими линиями на рис. 1 выделены переинтерпретированные фрагменты региональных профилей ГСЗ в Волго-Уральской и Тимано-Печорской НГП.

Месторождения Шапкина-Юрьяхинского нефтегазоносного района и Варандей-Адзъвинского нефтеносного района Тимано-Печорской НГП. Эти месторождения углеводородов пересекает геотраверс «Чешкая губа - Пай-Хой» (рис. 1 № 1). На рис. 2. I A выборочно показаны крупные месторождения Шапкина-Юрьяхинского нефтегазоносного района (ПК 10-25) и Варандей-Адзъвинского нефтеносного района (ПК 25-40): 1 - Коровинское, 2 - Кумжинское, 3 - Василковское, 4 - Ванейвиское, 5 - Хыльчуюское, 6 - Южное Хыльчуюское, 7 - Ярейюское, 8 - им. Р. Требса, 9 - Торавейское, 10 - Наульское, 11 - им. А. Титова. (1 – проявления золото-сульфидной минерализации по данным ЦНИГРИ) [1].



A – исходные глубинные разрезы из [1]; Б – глубинные разрезы в изолиниях скорости продольных волн (Vp); В – глубинные разрезы в изолиниях отношения скорости продольных волн к скорости поперечных волн (Vp/Vs).

Рис. 2. Глубинные сейсмические разрезы фрагментов региональных профилей ГСЗ

В центре разреза Vp (рис. 2. I Б), между пикетами 22-40 в верхней части осадочного чехла выделяется линза высокоскоростных пород. Под ней на глубине от 10 до 22 км находится антиклинальное по форме изолиний область повышенных значений скорости (6.5 – 7.0 км/с). На глубинах 5-7 км и 30-25 км на разрез белым цветом с вертикальной штриховкой выделены области с промежуточными значениями скорости.

С глубины 30 км и до границы Мохоровичча высокие значения Vp (7.0–7.4 км/с) облекают область аномально низких значений Vp (6.6-6.7 км/с), что позволяет рассматривать эти низкоскоростные домены как область внедрение флюидов из мантии (рис. 2. I Б).

Сейсмический разрез Vp/Vs (рис. 2. I В) более дифференцирован по сравнению с разрезом скорости и заметно отличается общим видом распределения параметра Vp/Vs . Между пикетами 20 и 25 проходит граница с различным по характеру распределением Vp/Vs . В западной части, это горизонтальное переслаивание доменов с повышенными и пониженными значениями. В восточной части доминируют домены с повышенными Vp/Vs , образующими в нижней части коры наклонную структуру. Она как бы «надвинута» на область низких значений. Причем в центральной части находится область аномально низких значений Vp/Vs (рис. 2. I В). Картина распределения Vp/Vs на разрезе указывает направление вектора тектонических напряжений и соответственно, вероятную миграцию флюидов со стороны Урала на Восточно-Европейскую платформу.

Положение месторождений углеводородов коррелируется с особенностями в распределении Vp и Vp/Vs . Месторождения Шапкина-Юрьянинского нефтегазоносного района (ПК 10-25) находятся на интервале разреза, где в верхней коре залегает линза относительно пониженных значений Vp (рис. 2. I. Б). Граница района совпадает с по форме изолиний синклинальной областью на разрезе Vp ($H=15$ км, ПК 22,5) и вертикальной границей с различным характером распределения Vp/Vs (рис. 2. I В).

Месторождения Варандей-Адзъвинский нефтеносного района (ПК 25-40) по своему местоположению на сейсмическом разрезе хорошо совпадают с высокоскоростной линзой (рис. 2. I Б), залегающей в осадочном разрезе ($H\approx2.5$ км). В верхней части кристаллического фундамента месторождения проецируются на флексурный перегиб изолиний со значением $Vp = 6.2\text{--}6.3$ км/с ($H=10\text{--}12$ км). В средней и нижней частях коры месторождения проецируются на вершины антиклинальных по форме повышенных и пониженных областей Vp . Можно полагать, что область пониженных значений Vp в нижней части коры являлась источником углеводородных флюидов [2, 4].

Этот вывод подтверждается расположением области низких значений Vp/Vs между пикетами 23-37 (рис. 2. I В). На разрезе Vp/Vs месторождениям этого района соответствует область повышенных значений Vp/Vs (1.76), по пикетам четко совпадающая с высокоскоростной линзой в осадочном чехле. Сравнительный анализ расположения месторождений Шапкина-Юрьянинского нефтегазоносного района и месторождений Варандей-Адзъвинский нефтеносного района показывает, что последние возможно связаны с областью повышенных значений Vp/Vs в верхней части коры.

Месторождения нефти Верхнекамской и Пермско-Башкирской областей. На рис. 2. II показаны разрезы построенные по фрагменту геотраверса ГСЗ-МОВЗ “Уральский” (рис. 1, № 5). В самом своём начале профиль пересекает месторождения 1 - Чутырско-Киенгопское, 2 - Мишкинское, 3 - Осинское, 4 - Баклановское Верхнекамской и Пермской-Башкирской нефтегазоносных областей (рис. 2. II А).

В центральной части разреза фрагмента профиля зона глубинного разлома, трассируемого до поверхности Мохоровичча является тектонической границей Верхнекамской и Пермско-Башкирской нефтегазоносных областей. Картина распределения скорости на глубинном разрезе (рис. 2. II А) в целом находится в соответствии с пластовой моделью среды. Однако если рассматривать значения скорости как отклонение по отношению к значению на осредненной кривой роста скорости с глубиной картина будет существенно иной

(рис. 2. II Б). В этом случае картина распределения Vp уже отвечает вертикальной модели среды. Западный (по отношению к разлому, ПК 11) блок в интервале глубин 5-30 км может интерпретироваться как более высокоскоростной. Глубже 32 км картина распределения скорости меняется на противоположную: западная часть низкоскоростная, восточная высокоскоростная (рис. 2. II Б).

Не менее информативен глубинный разрез Vp/Vs (рис. 2. II В). Повышенные значения Vp/Vs расположены в верхней (включая осадочный чехол) и нижней части коры. В западном блоке области с пониженными значениями Vp/Vs занимают по глубине интервал между 15 и 25 км. В восточном блоке интервал пониженных значений Vp/Vs по глубине значительно шире, он прослеживается от поверхности фундамента и до глубины в 30 км (рис. 2. II В). Различие по мощности доменов с пониженными значениями Vp/Vs в западном и восточном блоках (рис. 2. II В) может быть объяснено внедрением в среднюю часть коры пород геосинклинального комплекса Урала и её преобразованием газообразными флюидами. Значения Vp в левом блоке (рис. 2. II Б) на этих глубинах относительно выше чем в соседнем, что может служить подтверждением такого вывода.

С гипотезой нагнетания флюида в среднюю часть коры со стороны Уральской геосинклинальной области согласуется расположение месторождений углеводородов (рис. 2. II А). Однако, четкой корреляции между в распределением скорости (рис. 2. II. Б) в консолидированной коре и месторождениями углеводородов не наблюдается.

На разрезе Vp/Vs такая взаимосвязь просматривается (рис. 2. II В), например Осинское газовое и Мишинское нефтяное месторождения коррелируются антиклинальной и клиноформной по форме картиной изолиний в верхней части разреза. Можно допустить, что локализация углеводородов в группе месторождений 1 – 2 (рис. 2. II А) связана с контактом разно скоростных доменов в осадочном чехле ПК 5 (рис. 2. II Б, В). Другая группа месторождений связана с разно скоростным контактом (ПК 12) в верхней части консолидированной коры.

Ясногорская прогнозная зона. Она расположена на юге Волго-Уральской нефтегазоносной провинции (рис. 2. III А): 1 – Ясногорская прогнозная зона, 2 – Карабаганакское газоконденсатное месторождение, 3 – Юртаевское газоконденсатное месторождение [1]. Ясногорскую зону (рис. 2. III А) пересекают профиль многоволнового глубинного сейсмического профилирования (МГСП) «поселок Манаш - поселок Карабаганак» (I) и профиль (северный фрагмент) МГСП «р. Эмба – г. Оренбург» (II). Положение профиля МГСП «поселок Манаш - поселок Карабаганак» показано на схеме (рис. 1 № 17).

На сейсмическом разрезе Vp в центральной части фрагмента профиля выделяется мощная субвертикальная (с заметным падением на северо-восток) область относительно пониженных значений скорости (рис. 2. III Б). Она фактически прослеживается до границы Мордовичича, что дает основание предполагать возможную миграцию флюидов из верхней мантии. В тоже время нельзя исключать и инфильтрацию флюида из осадочного чехла в нижнюю и среднюю часть консолидированной коры [2, 5].

Сейсмический разрез параметра Vp/Vs (рис. 2. III В) в целом подобен разрезу скорости. В центральной части профиля субвертикальная зона представлена относительно пониженными значениями Vp/Vs , которая в осадочном чехле переходит в горизонтальные слои с низкими значениями Vp/Vs (1.64, 1.63 и 1.70). Следует отметить, что самые низкие значения Vp/Vs (1.63) находятся в центральной части контакта с наклонной зоной пониженных значений в консолидированной коре (рис. 2 III В), тем самым являясь дополнительным аргументом миграции газа из консолидированной коры. При одинаковых вертикальном и горизонтальном масштабах вся зона приобретает форму листрического разлома [3, 4]. В подошве осадочного чехла залегает горизонт пониженной скорости (рис. 2. III Б), который может по аналогии с консолидированной корой рассматриваться как волновод и соответственно возможный канал горизонтальной миграции флюидов.

Южная граница Ясногорской прогнозной зоны совпадает с контактом (разноупругих) доменов резко различными значениями Vp и Vp/Vs (**рис. 2. III Б и III В**). Юртаевское месторождение коррелируется с проекцией вертикального разрывного нарушения (приблизительно 85 ПК), которое только в средней части является контактом разноупругих доменов. Линия простирации этого разрывного нарушения может указывать дальнейшие направления поисков. Само месторождение находится на поднятие в осадочном чехле, что позволяет предполагать перспективность всей области этого поднятия.

Заключение. I. Представление сейсмических глубинных разрезов ГСЗ Vp и Vp/Vs в виде изолиний и с выделением в цветовой гамме областей с доменами максимальных и минимальных значений этих параметров позволило выделить в Волго-Уральской и Тимано-Печерской нефтегазоносных провинциях следующие закономерности.

1. На глубинных разрезах Vp – под месторождениями в верхней части консолидированной коры залегают домены с повышенной скоростью.

2. На разрезах Vp/Vs – месторождения находятся на контакте доменов с повышенными и пониженными значениями этого параметра. Зоны контактов доменов с большим градиентом значений Vp/Vs могут являться каналами миграции флюидных потоков.

II. В Предуральском краевом прогибе установлена смена преимущественно субгоризонтальной расслоенности консолидированной коры на юге и севере на вертикальную в центральной части ВЕП. Географически эта область совпадает с южным обрамлением Северных Увалов.

III. Совместный анализ разрезов Vp и Vp/Vs позволил выделить в консолидированной коре возможные зоны проницаемости.

IV. Изучение (выделение) областей миграции флюида из пород консолидированной коры и мантии имеет определяющее значение в насыщении пород осадочного чехла соединениями углерода и в первую очередь углеводородами.

Работа выполнена в рамках госзаказа. Рег. номер Минобрнауки России - FMME-2022-0004. Номер гос. НИОКР в РОСРИД - 122022800270-0

Литература.

1. Булин Н.К., Егоркин А.В. Региональный прогноз нефтегазоносности недр по глубинным сейсмическим критериям. Центр ГЕОН, Москва, 2000, - 194 с.
2. Кузин А.М. Пространственно-фазовая локализация месторождений углеводородов и отображение конвергентности процессов флюидизации в геологической среде по сейсмическим данным / Сборник трудов «Дегазация Земли и генезис нефтяных месторождений. К 100-летию со дня рождения П.Н. Кропоткина». ГЕОС. Москва, 2011. - С. 276–301
3. Кузин А.М. О некоторых общих свойствах флюида в геологических процессах, явлениях и закономерностях (к обоснованию единой системы геолого-геофизического изучения недр). Часть 1 и 2 // Георесурсы, геоэнергетика, geopolитика. 2015. - Вып. 2(12). <http://oilgasjournal.ru/top-pages/last-issue.html>
4. Кузин А.М. Флюиды в классификации разрывных нарушений. Отображение фазового состава флюида в зонах разрывных нарушений в параметрах сейсмического поля. Часть 3 // Актуальные проблемы нефти и газа. 2017. - Вып. 1(16). <https://doi.org/10.29222/1png.2078-5712.2017-16.art7>
5. Яковлев Л.Е., Поляк Б.Г. Проблема формирования континентальной коры в свете взаимодействия «вода-порода» // Вертикальная аккреция земной коры: факторы и механизмы. Труды ГИНРАН. М.: Наука, 2002. - Вып. 542. - С. 323–355.

ШИРОТНАЯ ДЕЛИМОСТЬ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ТРАНСКОНТИНЕНТАЛЬНЫМИ ЛИНЕАМЕНТАМИ

Кузин А.М.

Институт проблем нефти и газа РАН, г. Москва, Россия

Аннотация. Восточно-Европейская платформа разделена тремя крупнейшими широтными трансконтинентальными линеаментами. Они характеризуются преобладанием для каждого линеамента своих сейсмических, геоморфологический, тектонических признаков и неявной корреляцией с месторождениями полезных ископаемых. Было установлено продолжение Транссибирского широтного линеамента на территорию Восточно-Европейской платформы. На географической карте широтном интервале (58° и 62° с.ш.) четко просматривается пережим Уральской складчатой системы, Северные Увалы являются водоразделом для рек северо-востока Восточно-Европейской платформы, Камы, Печоры и других рек. Данные по глубинному строению на геотверсах «Нижний Тагил – Уренгой» и «Костамукша – Семипалатинск» позволили выделить в этой полосе широт аномалии скорости в нижней коре и на границе Мохоровичича.

В предыдущей статье описано распределение скорости продольных волн (V_p) и отношения скорости продольных волн к скорости поперечных волн (V_p/V_s) в породах консолидированной коры восточной части Восточно-Европейской платформы (ВЕП). Для распределений V_p и V_p/V_s была установлена смена преимущественно субгоризонтальной расслоенности консолидированной коры восточной части ВЕП на юге и севере на вертикальную в её центральной части. Область смены угла падения сейсмических доменов тектонических структур консолидированной коры находится в интервале широт от 59° с.ш. и до 61° с.ш.. Географически эта область совпадает с южным склоном Северных Увалов (рис. 1а). Северные Увалы из истории известны как Рифейские или Гиперборейские (Клавдий Птолемей) или горы Меру (искаженное в санскрите имя богини Мара) из Махабхараты.

В Западной и Восточной Сибири в 60-е годы в полосе между 61° и 62° с.ш. по наличию протяженного (более 600 км) субширотного отрезка русла реки Оби, резкому излому русла реки Подкаменная Тунгуска и в совокупности другими признаками был выделен Транссибирский широтный линеамент [4]. Глубинное строение этого линеамента в Восточной Сибири описано в работе [1]. Основой служили результаты наблюдений по методу глубинного сейсмического профилирования (МГСП). Выделение неоднородностей проводилось по аномальным значениям V_s . Выбор V_s в качестве главного параметра объясняется особенностями распространения поперечных волн, критичным свойством геосреды для поперечной волны является упругость (жесткость) матрицы породы.

В результате исследований были выделены два типа зон пониженных значений V_s : 1 - от кровли фундамента и до подошвы коры; 2 – в базальном слое нижней части коры. По комплексной интерпретации в нижней части коры закартированы три зоны волноводов протяженностью около 2000 км, шириной 100 - 150 км и мощностью 7÷13 км.

Продолжение Транссибирского широтного линеамента на территорию Восточно-Европейской платформы в последующих работах не рассматривалось, несмотря на то, что на карте в этом широтном интервале (58° и 62° с.ш.) четко просматривается пережим Уральской складчатой системы, а Северные Увалы являются водоразделом для рек северо-востока Восточно-Европейской платформы, Камы, Печоры и других рек. Данные по глубинному строению региональных сейсмических исследований подтверждают это предположение. Геотверсы «Нижний Тагил – Уренгой» (рис. 2а) и «Костамукша – Семипалатинск» (рис. 2б), целиком пересекают эту широтную полосу (58° и 62° с.ш.) на Восточно-Европейской платформе и Западно-Сибирской плите (рис. 1б).

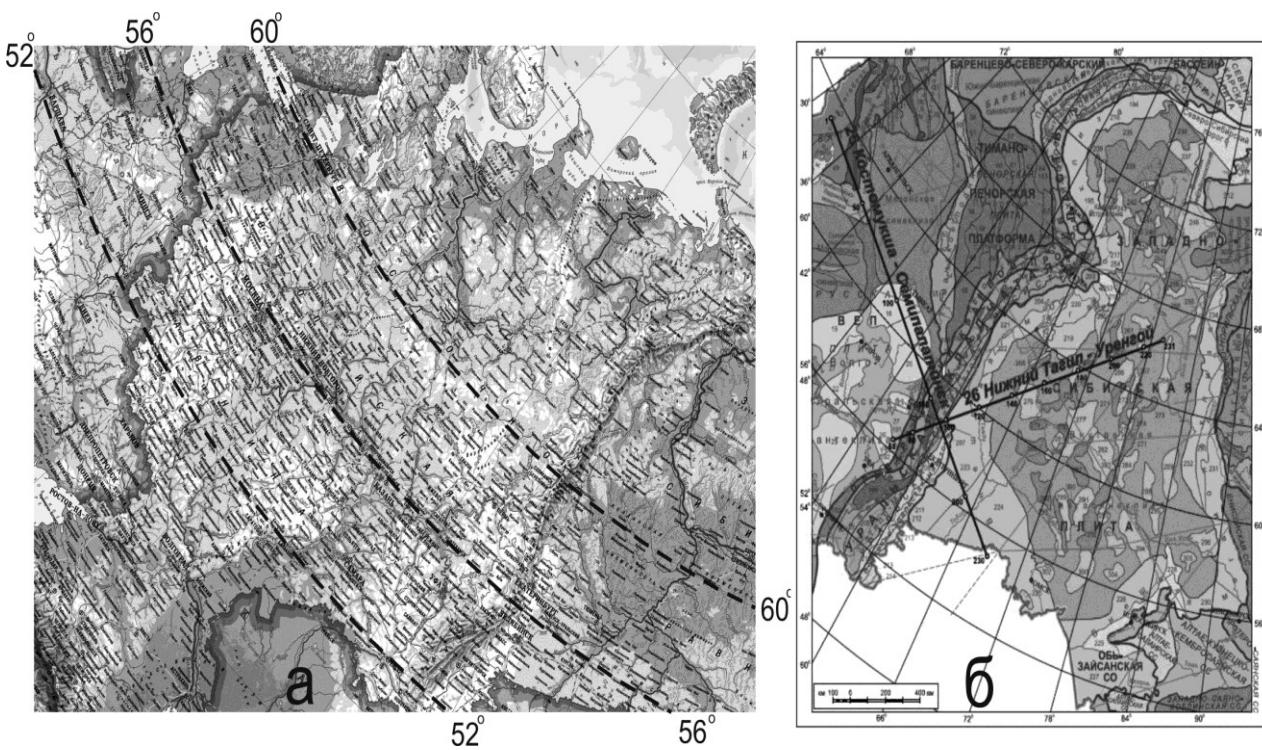
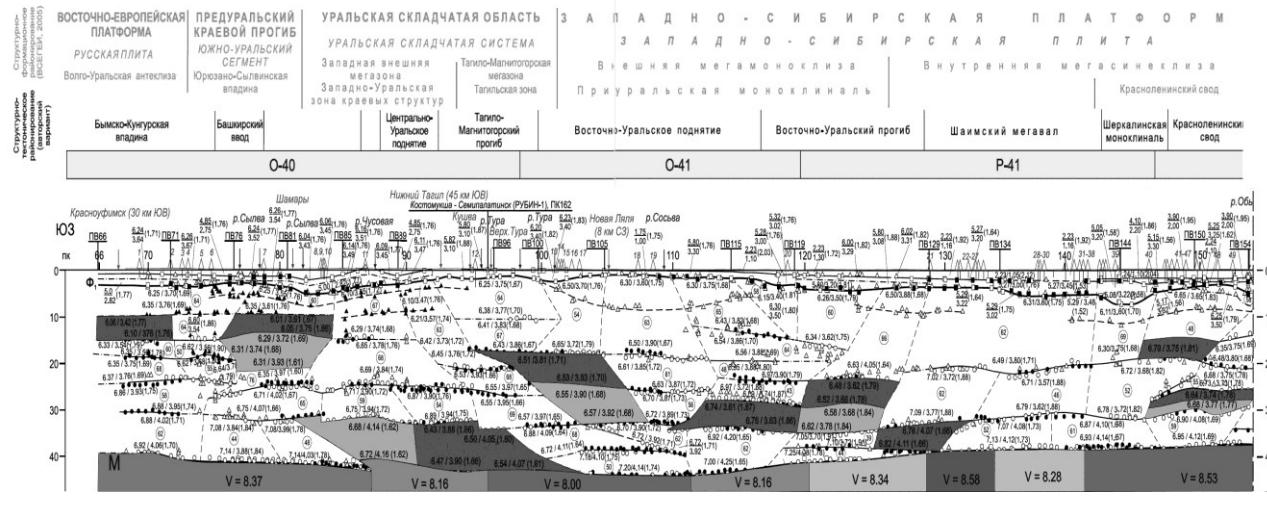


Рис. 1. Географическая карта Восточно-Европейской платформы. М 1:800000 (а) [5].
Схема расположения геотраверсов (б) [7, 8]

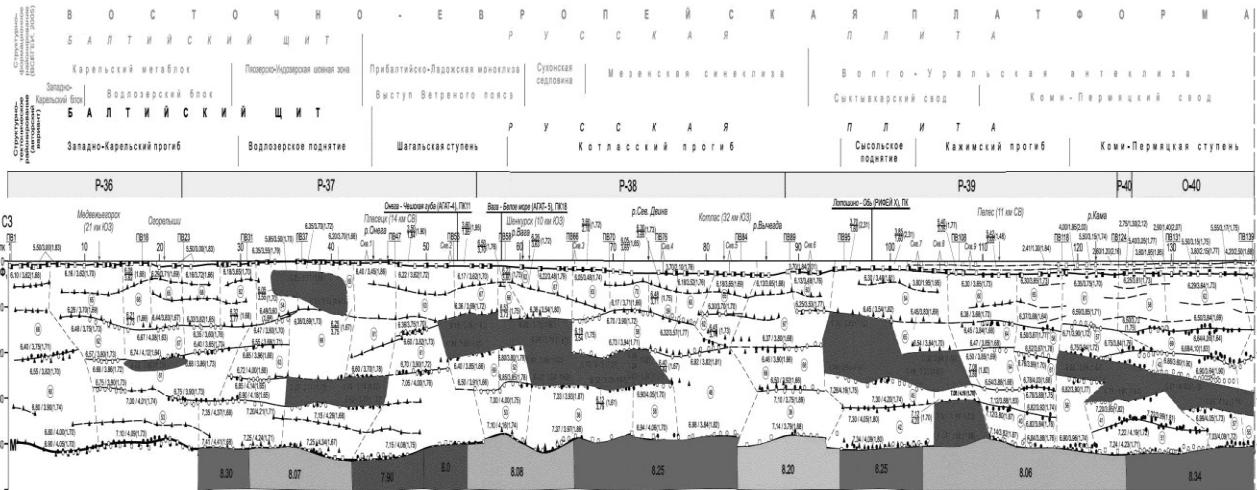
На глубинном сейсмическом разрезе (рис. 2а) в консолидированной коре темно серым цветом выделены домены с пониженными значениями V_p относительно выше и ниже лежащих доменов. На границе Мохоровичича были выделены домены с пониженными значениями V_p относительно $V_p = 8 \text{ км/с}$. Это позволило выделить общие закономерности в распределении доменов пониженной скорости.

На разрезе Уральская складчатая область и Восточно-Уральское поднятие лежат на низкоскоростном блоке границы Мохоровичича (рис. 2а). Выше над ним в консолидированной коре расположены домены с пониженной скоростью, образующие как бы расходящиеся лепестки. Почти все эти лепестки коррелируются с зоной пониженной скорости на границе Мохоровичича. Для всех этих доменов характерно наличие наиболее низких значений в кровле домена (темно серый цвет) и относительно повышенных V_p в подошве (серый цвет), что, вероятно, связано с различным содержанием и фазовым составом флюида. Общим также является наклон доменов на восток. Обращает на себя внимание и то, что низкоскоростные домены не коррелированы с рельефом, они находятся как под поднятиями, так и под прогибами. Согласное залегание низкоскоростных доменов относительно сейсмических границ дает основание считать эти границы по соотношению упругих свойств, схожими с границами осадочного чехла, границами смены (разрыва) тектонического режима осадконакопления. Нахождение коровых доменов с пониженной скоростью над границей Мохоровичича с низкими значениями скорости может интерпретироваться как признак мантийной миграции флюида.

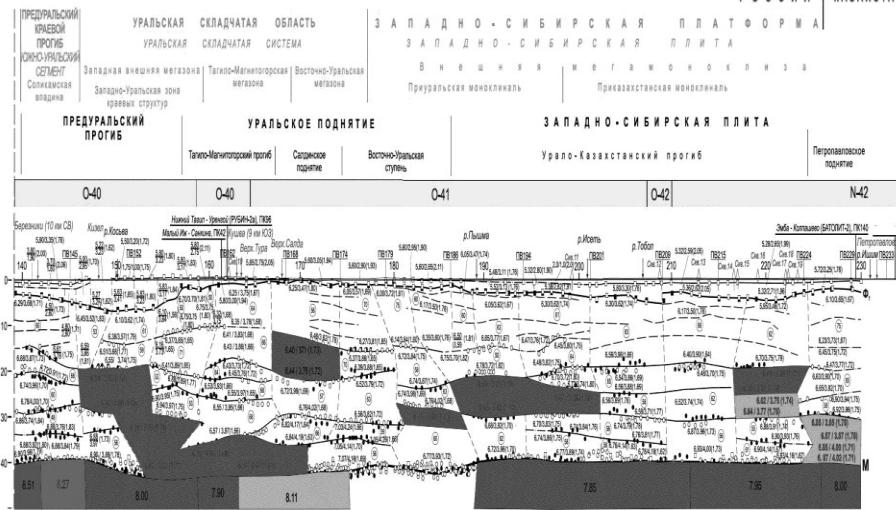
В отличие от низкоскоростных доменов, домены с повышенной скоростью, преимущественно коррелированы с особенностями рельефа земной поверхности. Например, широтный отрезок реки Оби находится над локальными относительным понижением скорости (ПК 129 – 145) на границе Мохоровичича. Впадина, прогибы и другие отрицательные формы рельефа часто совпадают доменами высокой скорости на Мохоровичича и средней части консолидированной коры.



a



РОССИЯ | КАЗАХСТАН



6

Рис. 2. Глубинные сейсмические разрезы по геотраверсам «Нижний Тагил – Уренгой (а) и «Костомушка – Семипалатинск» (б) [7, 8].

На разрезе геотраверса «Костамукша – Семипалатинск» наблюдается схожая картина распределения доменов с пониженной скоростью продольных волн (**рис. 2б**). Четко просматривается корреляция доменов с низкой скоростью в коре с зонами пониженной скорости на границе Мохоровичича. Причем, отчетливо заметено уменьшение глубины залегания низкоскоростных доменов с удалением от Урала, домены выстраиваются по наклонной линии, совпадая в основном с общим направлением падения сейсмических границ коры. Это общее направление падения на восток сохраняется и за Уралом. Тенденция с падением на восток наблюдается на разрезах коры двух геотраверсов и, видимо, носит не случайный характер. Обстановки горизонтального сжатия и растяжения и соответственно образование надвигов, сбросов и срывов присутствуют во многих исследованиях по тектонике Урала и его ближнего обрамления [9, 10]. Возможно, линия общего падения на восток на ВЕП, Урале и Западно-Сибирской плите является отображением результата воздействия континентальных горизонтальных напряжений.

На разрезе геотраверса «Костамукша – Семипалатинск» фиксируется та же тенденция с восстанием доменов низкой скорости на запад, но наклон сейсмических границ на восток отсутствует (**рис. 2б**). По-видимому, здесь (ПК 170 - 200) имеет место тонкая структура в массиве пород коры, не формирующая преломляющих и отражающих границ в диапазоне длин волн ГСЗ.

На рассмотренных разрезах в интервале в полосе широт 58° и 62° с.ш. на обоих геотраверсах на границе Мохоровичича фиксируются резкие скоростные контакты. Видимо, это является причиной образования линейных региональных линементов.

Дальнейшее рассмотрение геологического строения и геоморфологии вдоль 61° с.ш. позволяет выделить следующие особенности этого линеамента:

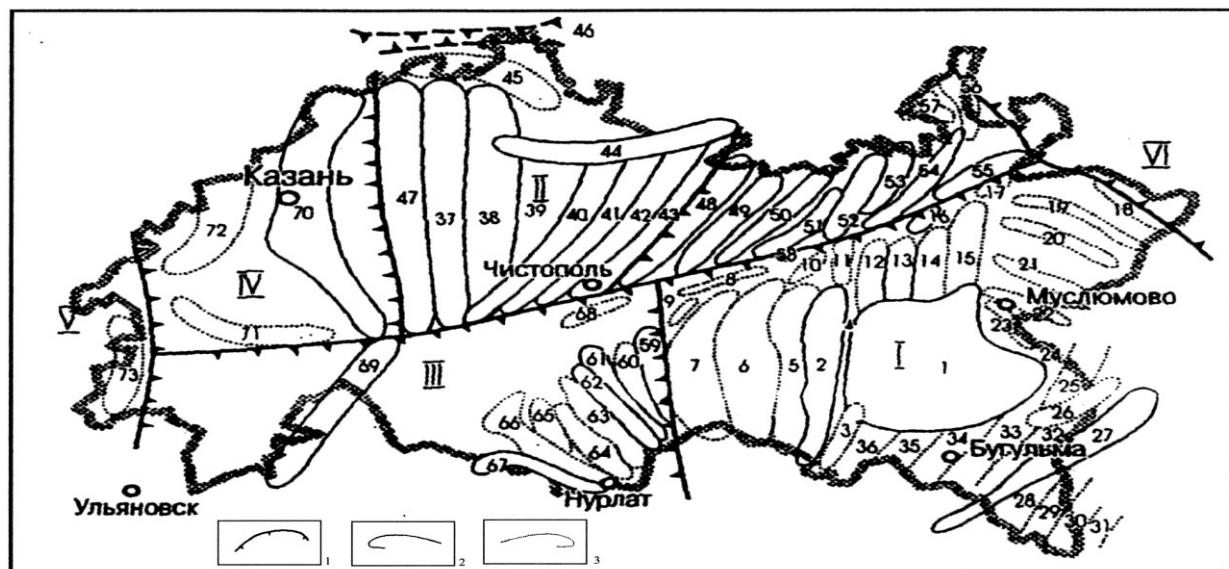
1. Онежское озеро перекрывающее сегмент области вторжения мантийного флюида.
2. Резкий изгиб реки Северная Двина у города Великий Устюг на участке слияния с реками Сухона, Вычегда, Луза.
3. Резкий изгиб р. Луза с севера на запад перед слиянием с р. Северная Двина.
4. Середина водораздела верховья притоков р. Вычегда, р. Кама и её притоков, р. Печеры, р. Вишера, р. Колва.
5. Место примыкания Тиманского Кряжа к Уральскому хребту.

В западном направлении линеамент по параллели 60° с. ш. выходит в Финский залив и далее по параллели 59° с. ш. через сеть озер Меларен, Элемарен и Венерн выходит в нефтегазоносный шельф Северного моря. За Уральским хребтом этот линеамент переходит в Транссибирский широтный линеамент [4], но со сдвигом на север и прослеживается в полосе 61° - 62° с. ш.

Ранее уже были выделены евразийские линеаменты, проходящие через Волго-Уральскую НГП. К трансконтинентальным субширотным линеаментам относится Охотско-Московский линеамент на интервале 56° с.ш. [6], Евразийский линеамент 52° с.ш. [2]. Охотско-Московский линеамент (56° с.ш.) пересекает Волго-Уральскую НГП по разрывному нарушению вдоль по Сарайлинской впадине (**рис. 3**). В створе линеамента тектонические палеозойские структуры отличаются близким по направлению простирианием. Крупнейшие месторождения нефти, включая уникальное месторождение нефти Ромашкино, лежат в зоне структурного контроля этого линеамента.

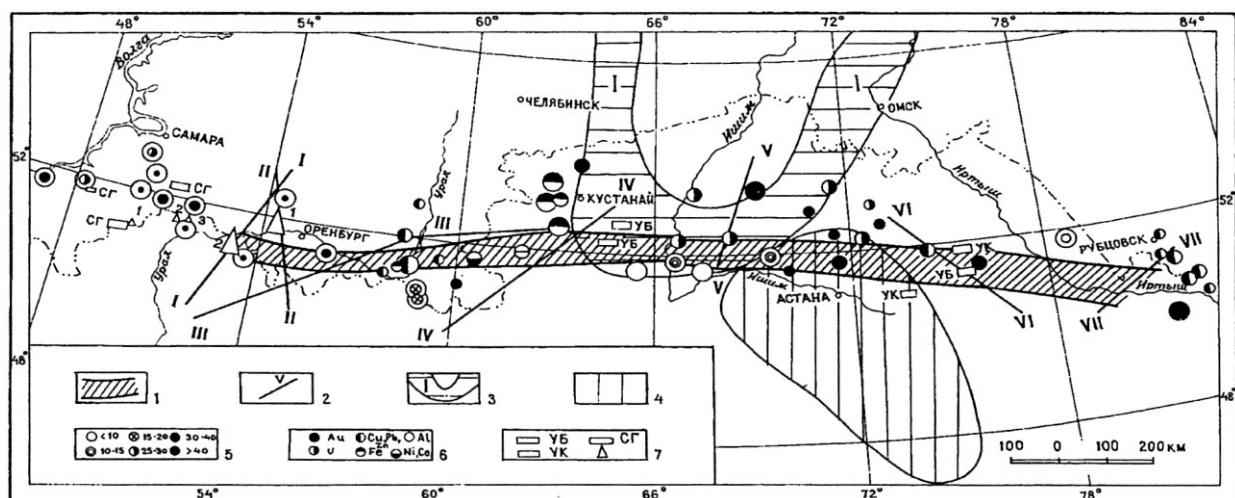
Евразийский линеамент (52° с.ш.) был выделен исключительно по сейсмическим данным семи разрезов многоволнового глубинного сейсмического профилирования. Из сейсмических параметров основным служил значения Vs в верхнем слое консолидированной коры, непосредственно ниже сейсмического фундамента. В створе линеамента значения Vs оказались относительно пониженными 3.4 - 3.5 км/с. В пределах Прикаспийской впадины мощность зоны низкой скорости составила 15-20 км, области складчатости (территория Казахстана) 6-8 км [2]. В створе линеамента в Прикаспийской впадине лежат Оренбургское и Ка-

рачаганакское месторождения углеводородов. В азиатской части линеамента находятся крупные месторождения угля, урана, золота (рис. 4).



I – Границы крупных тектонических структур первого порядка; I – Южно-Татарский свод; II – Северо-Татарский свод; III – Мелекесская впадина; IV – Казанско-Кажимский авлакоген; V – Восточный склон Токмовского свода; VI – Бирская седловина. 2 – Границы сквозных и наложенно-сквозных структур; 3 – границы наложенных и погребенно-наложенных структур [3].

Рис. 3. Тектоническая схема палеозойского осадочного чехла Татарии



1 - Евразийский сейсмический линеамент по данным анализа пластовой скорости $V_s = 3.40 - 3.50$ км/с в кристаллической земной коре (по Н.К. Булину, 2002); 2 – фрагменты профилей МГСП, использованные для построения линеамента; 3 – зона низкой скорости $V_s^{ml} = 3.85 - 3.95$ км/с, $V_p^{ml} = 6.75 - 6.90$ км/с в базальном слое земной коры; 4 – область высокой скорости продольных волн $V_p^{ml} = 8.5$ км/с на границе Мохоровичича; 5 – значения глубин нижних кромок намагниченных тел (км) по Л.В. Булиной и М.С. Рябковой, 1970 г.; 6 – элементы минерагении; 7 – нефтегазовые месторождения [2].

Рис. 4. Размещение сейсмического линеамента относительно разноглубинных сеймоструктурных элементов верхней литосферы

Заключение. Восточно-Европейская платформа разделена тремя крупнейшими широтными трансконтинентальными линеаментами. Они характеризуются преобладанием для каждого линеамента своих сейсмических, геоморфологический, тектонических признаков и неявной корреляцией с месторождениями полезных ископаемых. Описанные линеаменты являются важнейшими элементами геологического строения Волго-Уральской НГП. Линеамент 59° с.ш. - 60° с.ш. является северной границей Волго-Уральской НГП, линеамент 52° с.ш. – южной границей НГП. Линеамент 56° с.ш. делит Волго-Уральскую НГП примерно на две равные части.

Роль этих линеаментов в геологических процессах до настоящего времени не ясна. Влияния широтных евразийских линеаментов может рассматриваться как возможная планетарная форма воздействия дегазации Земли (сжатие и расширение планеты). Разнообразие геоморфологических признаков проявления линеаментов отражает неоднородность геологического строения: линейные линеаменты – упругие неоднородности; кольцевые воздействие флюида. Глубинные сейсмические методы позволяют выделить глубинные признаки линеаментов в коре и верхней мантии.

Работа выполнена в рамках госзаказа. Рег. номер Минобрнауки России - FMME-2022-0004. Номер гос. НИОКР в РОСРИД - 122022800270-0

Литература.

1. Булин Н.К., Булина Л.В., Драгунов В.И. Глубинные зоны растяжения Сибирской платформы. // Докл. РАН. 2001, - т. 381. - № 1. - С. 82-87.
2. Булин Н.К., Власов Н.Г., Соловьев Л.Н., Эринчек Ю.М. Евразийский широтный линеамент 52° с.ш. // Геофизика XXI столетия: 2003-2004 годы. Сборник трудов Пятых и Шестых геофизических Чтений им В.В. Федынского. Тверь, ООО «ГЕРС», 2005. - С. 163-168.
3. Войтович Е.Д., Гатиятуллин Н.С. Тектоника Татарстана. Казань.: Изд-во Казанского университета, 2003, - 132 с.
4. Драгунов В.И. Географический сборник XV. Астрогеология. М., Л., 1962. - С. 47-70.
5. Карта СССР https://www.vladmuz.ru/travel_photos/map-of-Russia/map-of-Russia-big.jpg. Масштаб карты: 1:8000000 (в 1 см — 80 км).
6. Космогеология СССР // Под ред. Брюханова и Н.В. Межеловского. М.: Недра. 1987. - 240 с.
7. Проект Рубин – 1990. Профиль ГСЗ «Костамукша – Семипалатинск» // Атлас «Опорные геолого-геофизические профили России». Глубинные сейсмические разрезы по профилям ГСЗ, отработанным в период с 1972 по 1995 год. Электронное издание. СПб.: ВСЕГЕИ. 2013. - С. 48–50.
8. Проект Рубин – 1990. Профиль ГСЗ «Нижний Тагил – Уренгой» // Атлас «Опорные геолого-геофизические профили России». Глубинные сейсмические разрезы по профилям ГСЗ, отработанным в период с 1972 по 1995 год. Электронное издание. СПб.: ВСЕГЕИ. 2013. - С. 48–50.
9. Сим Л.А. Краткий обзор результатов изучения палеотектонических напряжений по геологическим индикаторам // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. 2012. Т. 1, М.: ИФЗ РАН. - С. 226-235.
10. Шевченко В.И., Лукк А.А., Гусева Т.В. Автономная и плейттектоническая Геодинамики некоторых подвижных поясов и сооружений. Москва, ГЕОС 2017. - 612 с.

ОТОБРАЖЕНИЕ ВТОРЖЕНИЯ МАНТИЙНОГО ФЛЮИДА В ЗЕМНУЮ КОРУ ПО ДАННЫМ СЕЙСМИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ МОГТ - ГСЗ

Кузин А.М.

Институт проблем нефти и газа РАН (ИПНГ РАН), Москва, Россия

Аннотация. Совместный анализ сейсмических разрезов ГСЗ и МОГТ показал, что формы отображения дегазации мантийных флюидов имеют схожий вид. На временных разрезах МОГТ представлена тонкая структура областей вторжения флюида. Область динамически слабоинтенсивной записи на разрезе МОГТ на глубинных разрезах ГСЗ коррелируется с доменами с пониженной скоростью. Для доменов с пониженной скоростью очевидна взаимосвязь с зонами пониженной скорости на границе Мохоровичича. Область с низкоскоростными доменами превышает область пониженной скорости на границе Мохоровичича и представлена в основном отдельными доменами, что свидетельствует об избирательном проникновении флюида только в отдельные региональные границы. Почти все домены с низкой скоростью входят в региональные сейсмические границы. Региональные сейсмические границы являются границами только косвенно связанными с реологической расслоенностью консолидированной коры.

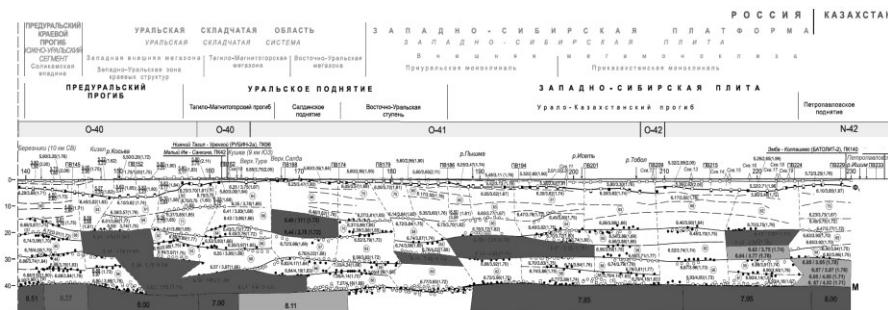
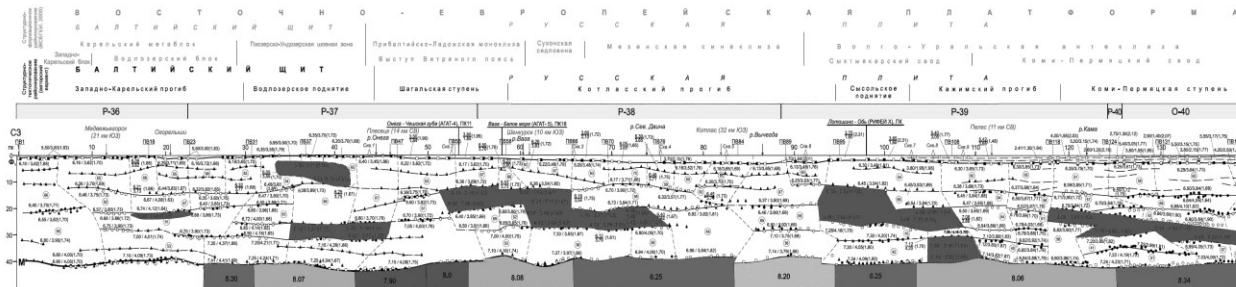
Границы сейсмические в консолидированной коре являются «деформационными» границами и/или лито-деформационными [1-3]. Под деформационными границами в данном случае подразумеваются слои неупругого деформирования пород кристаллического фундамента. Вдоль таких границ могут мигрировать флюиды. Можно допустить, что помимо вертикальной миграции флюидов из мантии происходила и происходит горизонтальное распространение флюида из мантийных очагов. О присутствии горизонтальной миграции флюидов отмечалось в первой статье (О глубинных признаках флюидных процессов....). С мантийной миграцией флюида связано образование алмазов. Основным глубинным признаком алмазности выступает параметр Vp/Vs , когда низким значениям Vp отвечают повышенные или средние значения Vs . В этом случае низкие значения Vp/Vs определяют жесткое и пористое тело, с большой вероятностью содержащее газ. Ранее особенности отображение зон вторжения мантийных флюидных потоков МОГТ-ГСЗ не рассматривалось.

Геотраверс «Костамукша – Семипалатинск» пересекает перспективные на алмазоносность тектонические структуры: южную часть Карельского кратона, Шенкульский и Сысольский кратоны (**рис. 1а**). Все эти структуры характеризуются наличием под ними доменов пониженными значениями Vp (волноводами). Совпадение области низких значений Vp в западной части разреза с низкими значениями Vp/Vs почти однозначно может быть проинтерпретировано повышенным содержанием газа, что дает основание рассматривать данный район перспективным на поиски месторождений алмазов и газа.

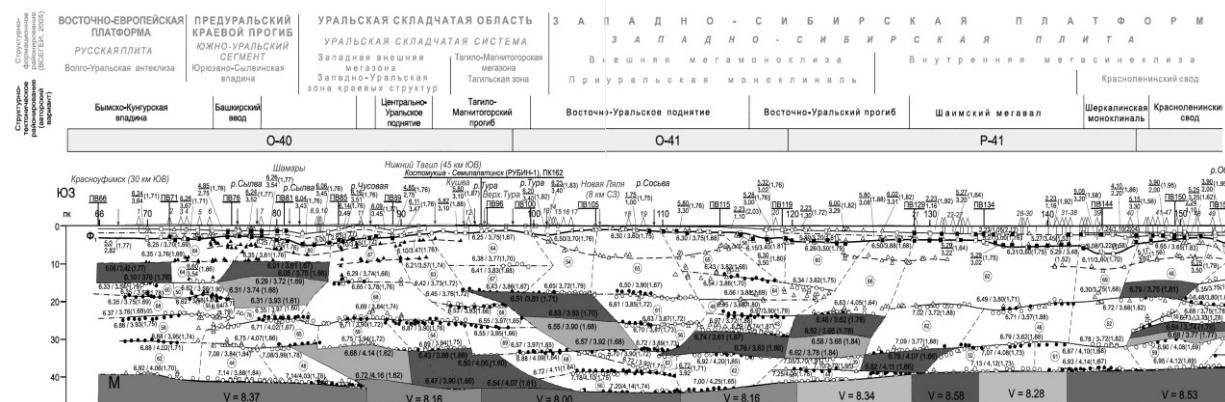
За Уральским хребтом геотраверс проходит по Тюмень – Кустанай – Омской зоне низкой скорости на границе Мохоровичича и нижней части консолидированной коры. В этой зоне находится ряд крупных месторождений *Au*, *Fe*, *U*, *Co*, др. элементов мантийного генезиса, также месторождения осадочных нерудных полезных ископаемых: бурый и черный уголь, соль [4], что указывает на многообразие процессов в этой зоне.

На разрезе по профилю ГСЗ «Белое море – Воркута» (АГАТ – 2) на границе Мохоровичича зоны низкой скорости отсутствуют, тем не менее, в консолидированной наблюдаются домены пониженной скорости. Однако домен низкой скорости с наибольшей мощностью находится над зоной с относительно самыми низкими значениями Vp на профиле. Таким образом, можно предполагать, что даже при относительно высоких значениях Vp на границе Мохоровичича через неё происходит просачивание флюида. Это предположение позволяет объяснить образование месторождений алмазов над кратонами.

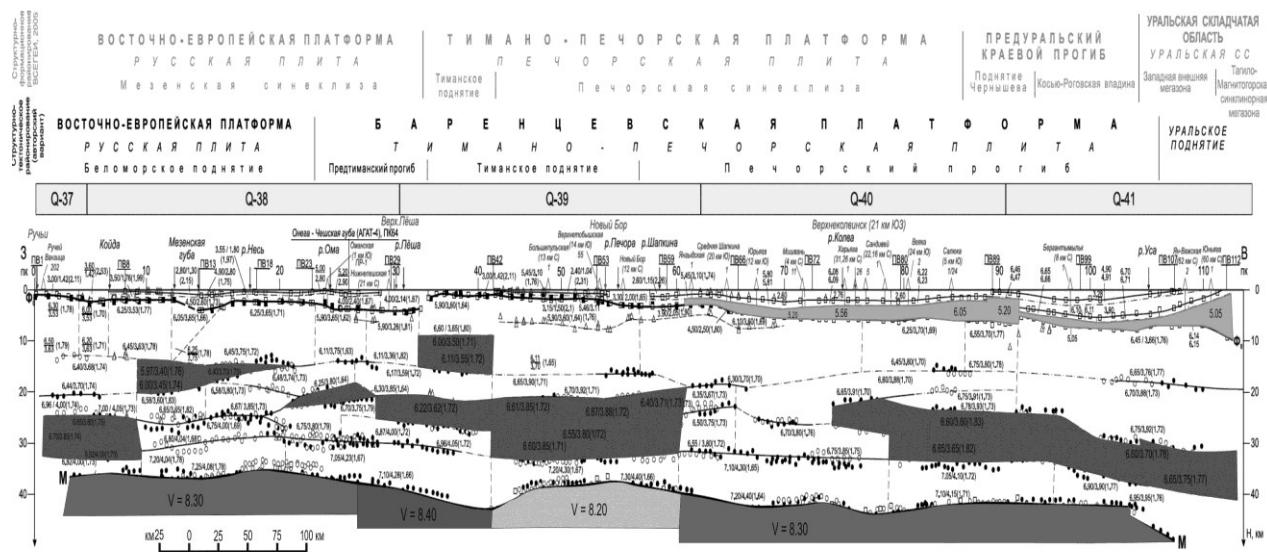
Вторжение флюида преимущественно в газовой фазе отчетливо отображается на волновой картине временного разреза геотраверса МОГТ «Татсейс» (**рис. 2**). Геотраверс пересекает с юга-востока на северо запад всю Волго-Уральскую нефтегазоносную провинцию,



а



б



в

Темно серым цветом выделены домены с пониженными значениями V_p относительно выше и ниже лежащих доменов

Рис. 1. Глубинные сейсмические разрезы Глубинные сейсмические разрезы по геотраверсам: «Костомушка – Семипалатинск» (а); «Нижний Тагил – Уренгой» (б); «Белое море – Воркута» (АГАТ -2) [5, 6]

начиная от Предуральского прогиба и заканчиваясь в Московской синеклизе, Стерлитомак – Альметьевск – Кукмор – Мари-Турек – Яранск – Пижма – Воротиловская СГС. Северо-западный фрагмент геотраверса на интервале Котельнический свод – Кировско-Кажимский авлакоген почти параллелен фрагменту геотраверса «Костамукша – Семипалатинск» и проходит примерно на 400 км южнее, в интервале между 58° и 57° с.ш. Верхняя часть консолидированной коры представлена зоной слабо интенсивной или бледной записи, характеризующаяся высоким рассеянием упругой энергии и которая обусловлена повышенным содержанием газа.

Интенсивная сейсмическая запись для разреза в консолидированной коре объясняется уменьшением рассеяния энергии сейсмической волны при повышенном содержании влаги (воды) в породах. Природа образования зон интенсивной и бледной записи подробно изложена в [7, 8].

На временном разрезе достаточно часто встречаются вертикальные зоны интенсивной сейсмической записи, прослеживающиеся на различную глубину в кристаллический фундамент от 5 до 20 км. Больше всего вертикальных зон в северо-западной части профиля, в пределах Московской синеклизы – Кировско-Кажимский авлакоген (**рис. 2**). Образование этих динамически интенсивных зон обусловлено нисходящей фильтрацией воды и её растворов.

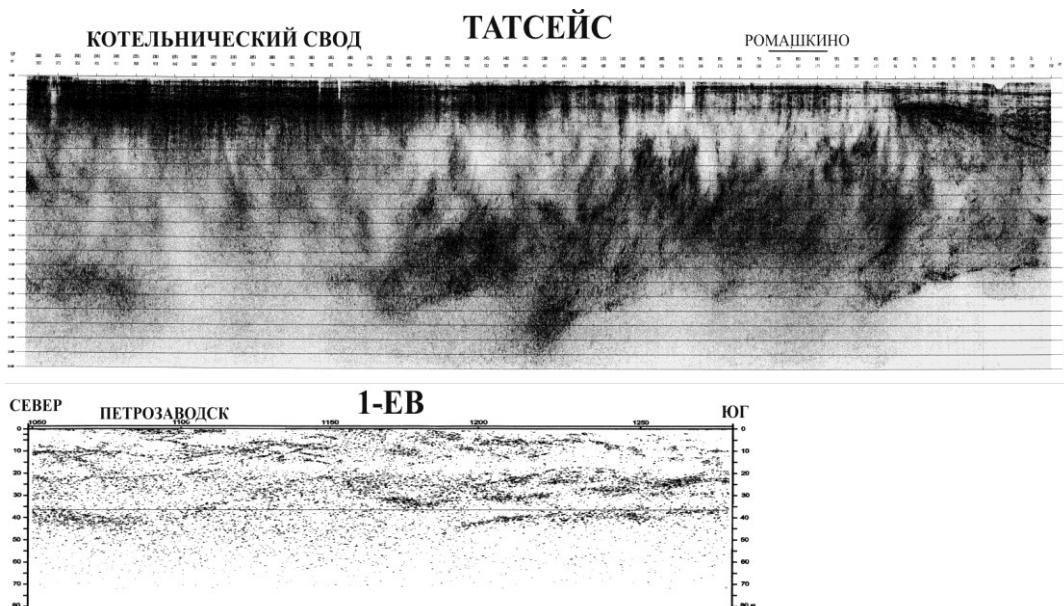


Рис. 2. Временные мигрированные разрезы МОГТ. Геотрверс «Татсейс» Московская синеклиза – Предуральский прогиб [9]. Опорный профиль «1 – ЕВ» в интервале 1060-1270 км. Восточная часть Фенноскандинавского щита. [10]

Ниже по разрезу находится горизонтальная зона интенсивной сейсмической записи, по глубине соответствующая глубинам нижней и средней частей консолидированной коры. По структуре волнового поля эта зона гетерогенна, основной вклад в интенсивность помимо, горизонтальных отражений вносят наклонные отражения от боковых границ, как правило, лежащие вне вертикальной плоскости разреза [11]. Часть горизонтальных отражений, возможно, также связана с боковыми волнами (при масштабе рисунка они не видны).

На разрезе граница Мохоровичича уверенно прослеживается по резкому изменению интенсивности амплитуды отраженных волн в интервале 13-17 сек. Однако, это кажущиеся граница. Начиная, примерно с Кировско-Кажимского авлакогена она сформирована боковыми наклонными отражениями и поэтому она дает только приблизительное представление о реальном залегании и рельфе границы Мохоровичича. Наиболее контрастно граница Мохоровичича выделяется в юго-восточной части профиля и практически отсутствует в северо-западной части профиля на интервале Московская синеклиза – Котельнический свод – Ки-

ровско-Кажимский авлакоген. Здесь фиксируется огромная область динамически слабо интенсивной записи, отображающая картину вторжения мантийных флюидов в земную кору. Её протяженность по профилю более 200 км. Нужно отметить, что в плане эта область вторжения может иметь значительно большие размеры в направлении на северо-запад (например, на 59° с.ш., где лежат Северные Увалы) и соответственно ближе геотраверсу «Костамукша – Семипалатинск».

Другим предположением о простирации этой области может её проекция по параллели 57° - 58° с.ш. на Геотраверс «Нижний Тагил – Уренгой». На проекции геотраверса Татсейс (ПК 80 - 100 геотраверса «Нижний Тагил – Уренгой») в консолидированной коре, на границе Мохоровичича (**рис. 1б**) находится протяженная область пониженной скорости. Здесь также как на интервале Котельнический свод – Кировско-Кажимский авлакоген геотраверса Татсейс фиксируется знакопеременный участок Центрально-Уральское поднятие – Тагильско-Магнитогорский прогиб. В свою очередь этот участок является частью более обширной области знакопеременного рельефа Башкирский свод – Центрально-Уральское поднятие – Тагильско-Магнитогорский прогиб – Восточно-Уральское поднятие – Восточно-Уральский прогиб, находящейся в зоне низкой скорости. Знакопеременный рельеф обычно объясняется горизонтальными деформациями земной коры.

С севера на юг область вторжения прослеживается в средней и верхней части консолидированной коры вплоть до склона Южно-Татарского свода. Она хорошо коррелируется с доменом низкой Vp в коре (**рис. 1а**) и пониженными значениями Vp на границе Мохоровичича на интервале Сысольское поднятие – Кажимский прогиб (авлакоген).

Данные МОГТ и ГСЗ позволяют полагать, что вторжение мантийного флюида процесс по геологическим меркам современный и возможно неоднократно возобновляющийся – домены с низкой скоростью (волноводы) лежат согласно с границами фундамента. На временном разрезе видно, что флюидный поток пронизывает различные (тектонические, литологические) границы фундамента.

Вторжение флюидных потоков из мантии в земную кору происходит на границах различных тектонических структур. В частности, южнее г. Петрозаводска, в районе 61° с.ш., под Онежским озером на мигрированном разрезе опорного профиля 1-ЕВ наблюдается структура вторжения, если оценивать её протяженность по прослеживаемости границы Мохоровичича, то ширина этой области составит около 120 км (**рис. 2**). По размерам она значительно уступает области флюидного вторжения «Котельнический свод – Кировско-Кажимский авлакоген», которая также находится на 61° с.ш. Через весь разрез фрагмента 1-ЕВ в интервале глубин 10-20 км выделяется полоса слабоинтенсивной записи, причем в южной части разреза она более контрастна. Оби эти области вторжения входят в трансконтинентальный линеамент, продолжение, которого на ВЕП обосновывается статье о широтных линеаментах ВЕП [см. статью в наст. сб.]

В целом северная и южная части разреза профиля 1 –ЕВ заметно разнятся картиной отражающих границ. В северной части разреза сейсмические границы менее контрастны, по сравнению с южной частью. В южной половине разреза в подошве коры с небольшим наклоном на север прослеживается слой слабоинтенсивной записи. Он отличается от слоя, фиксируемого на глубине 10-20 км четкими границами. Вероятно, этот слой является каналом миграции мантийных флюидов. В этом ещё одно сходство между разрезом по «Татсейс» и разрезом по 1-ЕВ (**рис. 2**), на обоих разрезах южная часть более контрастная, возможно это вызвано более значительным насыщением разреза водой и присутствием контрастных (жестких) геологических структур (включая осадочный чехол). Флюидизация ведет к уменьшению прочности и соответственно поддержанию процесса развития трещиноватости.

В верхней части коры в центре разреза профиля 1-ЕВ, между пикетами 1100-1150 ($H \approx 10$ км) фиксируется сетка взаимно пересекающихся наклонных отражающих границ, образующих подобие купола. В реальности его положение будет отличаться от видимого, так как большинство отражающих границ лежит вне вертикальной плоскости разреза.

Заключение. Совместный анализ сейсмических разрезов ГСЗ и МОГТ показал, что формы отображения дегазации мантийных флюидов имеют схожий вид. На временных разрезах МОГТ представлена тонкая структура областей вторжения флюида.

Непрерывная область динамически слабоинтенсивной записи непрерывная на временном разрезе МОГТ на глубинных разрезах ГСЗ коррелируется с доменами с пониженной скоростью (волноводами) и примерно с тем же углом падения. Мощность доменов варьирует в достаточно широких пределах на разрезе.

Для доменов с пониженной скоростью очевидна взаимосвязь с зонами пониженной скорости на границе Мохоровичича. Область с низкоскоростными доменами превышает область пониженной скорости на границе Мохоровичича и представлена в основном отдельными доменами, что свидетельствует о избирательном проникновении флюида только в отдельные региональные границы. Почти все домены с низкой скоростью входят в региональные сейсмические границы. Следовательно, эти региональные сейсмические границы являются границами только косвенно связанными с реологической расслоенностью консолидированной коры. Возможно, их происхождение связано с образованием Уральской складчатой системы.

Работа выполнена в рамках госзаказа. Рег. номер Минобрнауки России - FMME-2022-0004. Номер гос. НИОКР в РОСРИД - 122022800270-0

Литература.

1. Кузин А.М. Горизонты инверсии упругих свойств геологической среды в данных сейсмических наблюдений // Геофизические исследования. Том 15, № 3, 2014, 71-82 с.
2. Кузин А.М. Дегазация и методологические аспекты интерпретации данных сейсмического метода. Часть 1. Методологические положения. // Пространство и время. № 1-2(19-20), 2015, 302-306 с. https://space-time.ru/space-time/article/view/2226-7271/provr_st1_2-19_20.2015.92
3. Кузин А.М. Дегазация и методологические аспекты интерпретации данных сейсмического метода. Часть 2. Методологические положения. // Пространство и время. № 3(21), 2015, 270-277 с. http://www.space-time.ru/_novyij-nomer.html
4. Булин Н.К., Власов Н.Г., Солодилов Л.Н., Эринчек Ю.М. Евразийский широтный линеамент 52° с.ш. // Геофизика XXI столетия: 2003-2004 годы. Сборник трудов Пятых и Шестых геофизических Чтений им В.В. Федынского. Тверь, ООО «ГЕРС», 2005. С. 163-168.
5. Проект Агат – 1987. Профиль ГСЗ «Белое море – г. Воркута» // Атлас «Опорные геологогеофизические профили России». Глубинные сейсмические разрезы по профилям ГСЗ, отработанным в период с 1972 по 1995 год. Электронное издание. СПб.: ВСЕГЕИ. 2013. С. 39–41.
6. Проект Рубин – 1990. Профиль ГСЗ «Костамукша – Семипалатинск», «Нижний Тагил – Уренгой» // Атлас «Опорные геологогеофизические профили России». Глубинные сейсмические разрезы по профилям ГСЗ, отработанным в период с 1972 по 1995 год. Электронное издание. СПб.: ВСЕГЕИ. 2013. С. 48–50.
7. Кузин А.М. О флюидной зональности консолидированной земной коры по данным наблюдений МОГТ-ГСЗ. Часть 1. Континентальная кора (газосодержание) // Актуальные проблемы нефти и газа. 2019. Вып. 1(24). <https://doi.org/10.29222/ipng.2078-5712.2019-24.art3>
8. Кузин А.М. О флюидной зональности консолидированной земной коры по данным наблюдений МОГТ-ГСЗ. Часть 2. Континентальная кора (водосодержание) // Актуальные проблемы нефти и газа. 2019. Вып. 1(24). <https://doi.org/10.29222/ipng.2078-5712.2019-24.art3>
9. Трофимов В.А. Глубинные региональные сейсморазведочные исследования МОГТ нефтегазоносных территорий. М.: ГЕОС, 2014, 202 с.
10. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1–ЕВ, профилям 4В и Татсейс: В 2 т. + комплект цветных приложений. М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2010. Выпуск 4. 408 с. Приложения.
11. Кузин А.М. Геологическое строение консолидированной коры в районе Ромашкинского месторождения по данным сейсмических наблюдений. Часть 1 // Актуальные проблемы нефти и газа • Вып. 1(20) 2018 • <http://oilgasjournal.ru>

ВЫЯВЛЕНИЕ ОПАСНЫХ РАЗЛОМОВ НА ОБЪЕКТАХ НЕФТЕГАЗОВОГО КОМПЛЕКСА

Кузьмин Д.К.

Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

Аннотация. Современная геодинамика большинства разломов в различных регионах проявляются локальными оседаниями земной поверхности и являются раздвиговыми. В работе продемонстрирован подход решения обратной задачи геодинамики на примере выявленных геодезическими наблюдениями разломов Ромашкинского нефтяного месторождения и Степновского подземного хранилища газа. Определены градиенты смещений (наклоны) для данных разломов аналитическим методом, с помощью параметрически индуцированной модели для разлома типа «раздвиг». Выявленные значения деформаций сопоставлены с предельно допустимыми значениями для опасных разломов, установленными нормативной базой.

Введение. Опасным разломом называется зона линейной деструкции, в которой имеют место современные движения земной поверхности со скоростями более, чем 50 мм/год , относительными деформациями более, чем $5 \cdot 10^{-5} \text{ мм/год}$ и землетрясения с магнитудой $M \geq 5$ [1]. Представления об опасных разломах [2-3] было введено на основе определения современных активных разломов [4-6], когда скорости современных деформаций земной поверхности, генерируемые этими разломами, способны достигать, за период эксплуатации ответственных объектов, опасных величин, регламентируемых нормативными документами.

Как показали многочисленные натурные наблюдения, в подавляющем большинстве случаев аномально высокие скорости деформаций были приурочены к зонам раздвиговых разломов [7-10]. В зонах разломов раздвигового типа происходит большинство аварийных ситуаций на объектах нефтегазового комплекса (порывы промысловых трубопроводов, искривления и сломы буровых колонн скважин и т.п.) [11].

Ниже рассматриваются примеры выявления опасных разломов на различных нефтегазовых объектах.

Ромашкинское нефтяное месторождение. Геодинамический полигон на Ромашкинском нефтяном месторождении был заложен в 1991 году. Нивелирная сеть состояла из 6 профилей общей протяженностью 355 км. Геодезические наблюдения проводились по 487 пунктам со средним расстоянием 0.7 км между ними. В дальнейшем было произведено сгущение реперов в потенциальной зоне активных деформационных процессов, что позволило отслеживать при мониторинге локальные оседания, приуроченные к разломным зонам.

На профиле, пересекающем 2 разломные зоны, повторное высокоточное нивелирование выявило 2 квазисимметричные γ -аномалии. Учитывая физические свойства горных пород, автором было проведено математическое моделирование с использованием параметрически индуцированной модели [12-20], и получена теоретическая кривая максимально схожей с наблюдавшейся. Используя процедуру подбора, варьировались геометрические параметры разломов (глубина залегания и ширина). После определения оптимальных геометрических параметров были построены горизонтальные градиенты вертикальных смещений (наклоны) (рис. 1). Они определялись дифференцированием аналитической формулы для вертикальных смещений по оси x , направленной в крест простирации модельного разлома. На рис. 1 показано, что в области максимальных значений градиентов (10^{-4}) произошло искривление скважин, которые располагались в окрестности профиля наблюдений.

Степновское подземное хранилище газа. Геодинамический полигон на Степновском подземном хранилище газа (ПХГ) представлен 60 пунктами по трем профильным линиям. В связи с наличием в съемочной сети трех узловых реперов, работы по высокоточному нивелированию были организованы в виде проложения восьми нивелирных ходов.

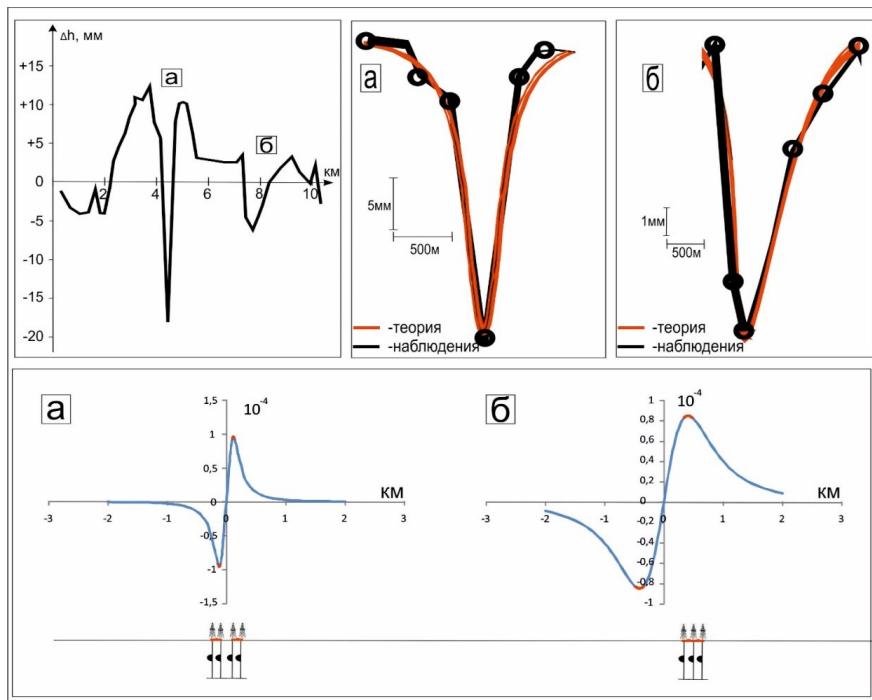


Рис. 1. Моделирование разломных зон и расчет наклонов на Ромашкинском нефтяном месторождении

На рис. 2а представлен аналогичный подход решения обратной - прямой задачи, на примере одного из профиля Степновского ПХГ. В верхней части рисунка показан профиль вертикальных смещений по одному из циклов наблюдений. Как видно по общему поднятию кривой, измерения проводились в момент закачки газа. На фоне общего поднятия наблюдаются и локальные оседания земной поверхности, характеризующие наличие разломных зон.

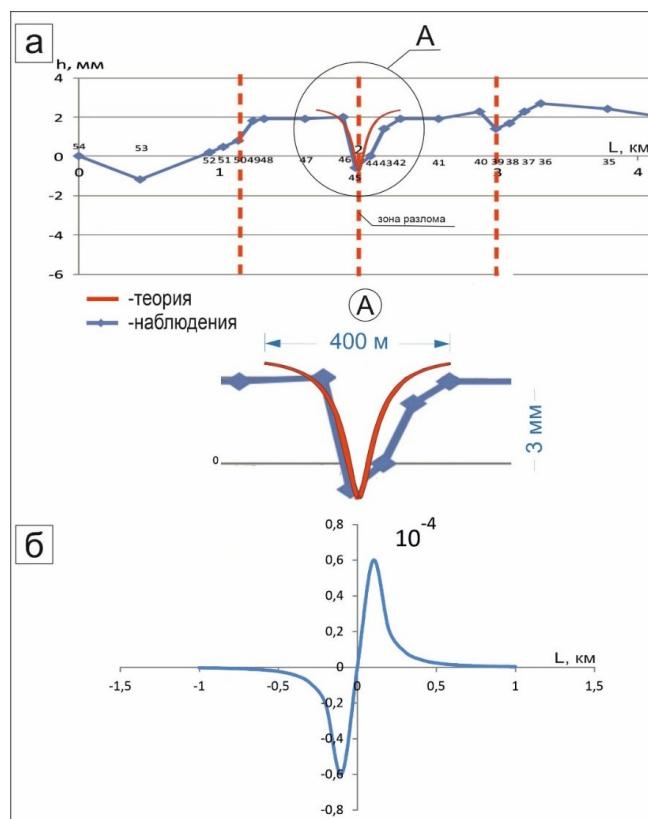


Рис. 2. Моделирование разломной зоны и расчет наклонов на Степновском ПХГ

На примере одной из них, по вышеописанной методике, также решена обратная задача. Смоделированную теоретическую кривую шириной 400 м, и амплитудой 3 мм, удалось достичь с точностью до величины ошибок наблюдений, при параметрах ширины разлома 30 м, и глубине от 40 до 200 м, а также при изменении порового давления в среде разлома на 1.2 МПа. После определения геометрических параметров модели разлома, рассчитаны градиенты деформации (наклоны) от рассматриваемой локальной аномалии (**рис. 2б**). Максимальные значения наклонов наблюдаются на расстоянии по 100 м от центральной оси разлома и составляют $0.6 \cdot 10^{-4}$, или $6 \cdot 10^{-5}$. Полученные деформации граничат с пороговым значением, определяющим разлом как опасный. В таких ситуациях, как правило, усиливают зону наблюдений в области локального оседания, посредством сгущения реперов и увеличением частоты опроса.

Заключение. В большинстве нормативных документов предельно допустимые, за весь период эксплуатации сооружений, относительные деформации не должны превышать: горизонтальное сжатие или растяжение -10^{-3} , наклон – $3 \cdot 10^{-3}$, неравномерность осадок земной поверхности – $6 \cdot 10^{-3}$. Эти величины относительных деформаций названы опасными. Очевидно, что если среднегодовые скорости относительных деформаций достигают величин порядка $5 \cdot 10^{-5} - 10^{-4}$ в год, то зоны разломов, в пределах которых они выявлены, представляют собой зоны повышенной геодинамической опасности, поскольку за период эксплуатации объекта (обычно 50 – 100 лет) уровень накопленной относительной деформации может достигнуть нормативных (опасных) значений. Таким образом, именно в зонах опасных разломов и формируются области повышенной геодинамической опасности, представляющие угрозу для объектов нефтегазового комплекса.

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

Литература.

1. Геологический словарь. В трех томах. Издание 3. переработанное, доп./Гл. редактор О. В. Петров. Т. 1. А-Й. СПб. Изд-во ВСЕГЕИ. 2010. - 432 с.
2. Кузьмин Ю.О., Жуков В.С. Современная геодинамика и вариации физических свойств горных пород // М.: МГГУ, 2004., - 280 с.
3. Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика опасных разломов // Физика Земли. 2016. №5. - С. 87-101.
4. Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика и оценка геодинамического риска при недропользовании // М.: Агентство Экономических Новостей, 1999, 220 с.
5. Кузьмин Ю.О. Современная аномальная геодинамика асейсмичных разломных зон // Электронный научно-информационный журнал «Вестник Отделения Наук о Земле РАН», - N 1 (20), 2002, - 27 с.
6. Кузьмин Ю.О. Современная аномальная геодинамика недр, индуцированная малыми природно-техногенными воздействиями // Горный информационно - аналитический бюллетень (научно-технический журнал). М.: МГГУ. N 9. 2002, - С. 48-55.
7. Кузьмин Д.К. Сопоставление моделей деформационной активности раздвиговых разломов с результатами геодинамического мониторинга объектов нефтегазового комплекса // Проблемы недропользования, 2019. №4.- С. 18 – 27.
8. Кузьмин Ю. О. Современная геодинамика раздвиговых разломов // Физика Земли. 2018. №6. С. 87-105.

9. Кузьмин Ю. О. Современные объемные деформации разломных зон // Физика Земли. 2022. - № 4. - С. 3-18.
10. Кузьмин Ю. О. Физические основы современной геодинамики // Геофизические процессы и биосфера. 2023. - Т. 22. - № 2. - С. 5-58.
11. Кузьмин Ю. О. Деформационные последствия разработки месторождений нефти и газа // Геофизические процессы и биосфера. 2021. Т. 20, № 4. С. 103-121.
12. Абрамян Г.О., Кузьмин Д.К., Кузьмин Ю.О. Решение обратных задач современной геодинамики недр на месторождениях углеводородов и подземных хранилищах газа // Маркшейдерский вестник, 2018. № 4.- С. 52 – 61.
13. Абрамян Г.О., Кузьмин Д.К. Моделирование градиентов смещений земной поверхности на разрабатываемых месторождениях нефти и газа. // Маркшейдерский вестник, 2019. - № 5. - С. 56 – 62.
14. Абрамян Г. О., Кузьмин Д. К., Ломоносов М. Д. Анализ современных деформационных процессов на газонефтяном месторождении Центральной Азии // Наука и технологические разработки. 2022. - Т. 101. - №3. - С. 20-32.
15. Гатиятуллин Р. Н., Кузьмин Д. К., Фаттахов Е. А. Анализ результатов многолетних геодезических наблюдений на месторождении сперхвязкой нефти, юго-восток Татарстана // Наука и технологические разработки. 2021. - Т. 100. - №4. - С. 5-24.
16. Жуков В. С., Кузьмин Д. К. Оценки сжимаемости порового пространства коллекторов Уязовского ПХГ // Наука и технологические разработки. 2022. - Т. 101. - №3. - С. 5-20.
17. Кузьмин Д. К. Моделирование смещений земной поверхности, полученных различными спутниками со встроенным модулем РСА (на примере мониторинга месторождений нефти и газа) // Проблемы недропользования. 2021. №2 (29). - С. 94-104.
18. Кузьмин Ю.О., Дещеревский А.В., Фаттахов Е.А., Кузьмин Д.К., Казаков А.А., Аман Д. В. Инклинометрические наблюдения на месторождении им. Ю. Корчагина // Геофизические процессы и биосфера. 2018. - Т. 53. - №3. - С. 31 – 41.
19. Кузьмин Ю.О., Дещеревский А.В., Фаттахов Е.А., Кузьмин Д.К., Казаков А.А., Аман Д.В. Анализ результатов деформационных наблюдений системой инклинометров на месторождении им. В. Филановского // Геофизические процессы и биосфера. 2019. Т. 18. - № 4. - С. 86-94.
20. Kuzmin D.K., Kuzmin Yu .O., Zhukov V.S. Assessment of ground surface subsidence during Chayanda field development with regard to changes in petrophysical parameters of oil and gas reservoirs // Eurasian Mining. 2022. - № 2 (38). - P. 11-15.

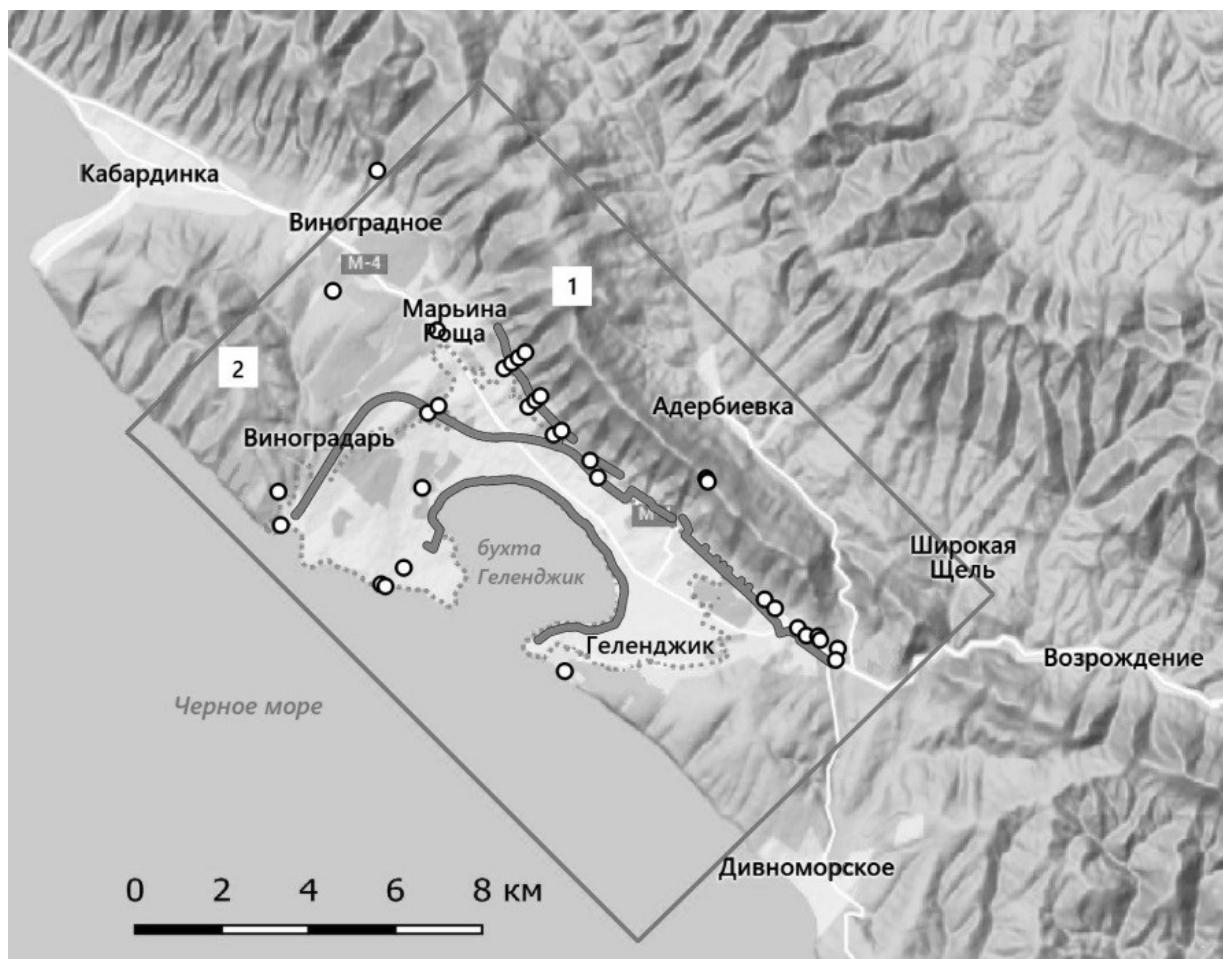
СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ (НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ) ИССЛЕДОВАНИЯ РАЙОНА Г. ГЕЛЕНДЖИК СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА

Макеев В.М., Пикулик Е.А., Макеева Е.А., Коробова И.В.

Институт геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН, г. Москва, Россия

Аннотация. Изучение структурно-геоморфологических и неотектонических условий нацелено на обеспечение безопасности инженерных сооружений в связи с проектированием водоотводных сетей на территории г. Геленджик. В основу исследований положен структурно-геоморфологический и неотектонический метод с оценкой современных геодинамических условий. В результате исследований выделены разнотипные и разновозрастные геоморфологические ступени и их деформации, неотектонические структуры изгиблого и разломного типа, вызванные разными по происхождению напряжениями коллизионного и рифтогенного типа.

Введение. Предметом исследований является структурно-геоморфологическое строение и новейшая тектоника района г. Геленджик Краснодарского края в связи с проектированием инженерных водоотводных сетей (трасс) и обеспечения их безопасности от негативных геологических и природных процессов (рис. 1).



1 – Маркотхский хребет, 2 – Дообский хребет

Рис. 1. Район детальных исследований, включающий г. Геленджик и его окрестности, с указанием расположения проектируемых водоотводных инженерных трасс (коллекторов) и полевых точек наблюдения (август 2023 г.)

За время последних исследований, датируемых 60-70-ми годами прошлого века [1], накопилось достаточно много фактического материала, позволяющего выявить и оценить неотектонические структуры на основе структурно-геоморфологических исследований и с учетом структурно-геодинамических построений, как методологического подхода в оценке происхождения напряжений [2, 3].

Методом исследований является структурно-геоморфологический с построением профилей с выделением геоморфологических ступеней и оценкой их возраста, а также неотектонический, направленный на выделение структур и их оценки происхождения. Методологией исследований является признание суперпозиции разнородных напряжений и деформаций.

Общая геолого-тектоническая характеристика. Район г. Геленджик и его окрестности расположены в пределах Северо-Западного сегмента эоценового поднятия Большого Кавказа на сопряжении с плиоценовой впадиной Черного моря [1]. Сопряжение представлено границей юго-западного крыла поднятия Северо-Западного сегмента Большого Кавказа и Абрауского крыла (борта) Туапсинского прогиба Черноморской впадины [2]. По сути, здесь проходит граница орогена и прогиба, представленная протяженными верхнекоровыми разломами, выделенными по геофизическим данным. Они рассматриваются как активные. На стыке структур сформировалась Геленджикская подгорная равнина, сопряженная с Маркотхским хребтом на севере (макс. абсолют. отм. от 500 до 700 м) и черноморским побережьем на юге (нулевая отметка). Равнина подвержена интенсивному стоку атмосферных вод и селевым потокам со стороны Маркотхского хребта в направлении моря, опасным для города.

Альпийский тектономагматический цикл (T_3 - Q), с которым связана эволюция рассматриваемого района, начался с общего погружения и завершился сводовым поднятием. Соответственно цикл состоит из ранне- (T_3 - P_2) и позднеальпийских (P_2 - Q) этапов. В раннеальпийское время образовался сеноман-маастрихский верхнемеловой карбонатный флиш (малый-эоценовый структурный этаж), принадлежащий Новороссийскому синклиниорию (тектоническому покрову) [4, 5, 6]. На севере синклиниорий сопряжен с Тхабско—Шапсугским синклиниорием, на юге — с безымянным синклиниорием, опущенным под воды Черного моря. Граница Новороссийского и Тхабско—Шапсугского синклиниориев представлена Семигорской антиклиналью, интенсивно нарушенной взбросо-надвиговыми разломами. Территориально — это Маркотхский хребет. Южная граница Новороссийского синклиниория выражена Кавказско-Черноморской зоной глубинных разломов, рассматриваемой в качестве сейсмогенной с магнитудой 5.5 [7, 8].

На границе орогена Большого Кавказа и Туапсинского прогиба выделены по геофизическим данным глубинные верхнекоровые разломы, которые в пределах Геленджикской бухты и западнее согласуются с Новороссийским синклиниорием. Западнее Новороссийской бухты их простирание изменяется с северо-западного на субширотное. Здесь они секут структуры синклиниория, теряя связь с орогеном, тяготея больше к прогибу.

Исследуемый район включает Дообскую и Семигорскую антиклинали, сопряженные с Кабардинской синклиналью. Юго-западное крыло Семигорской антиклинали по Мезыбскому крутому взбросо-надвигу опрокинуто к юго-западу. Все складки имеют юго-западную асимметрию, что является доказательством движения Новороссийского тектонического покрова с северо-востока в юго-западном направлении, вызванного субдукцией Закавказской микроплиты под Большой Кавказ [9].

Позднеальпийский этап связан с горообразованием (орогенезом), который определил состав отложений, строение и условия развития Кавказского региона. Этап, как новейший, делится на ранне- и позднеорогенный стадии, рубежом которых является сарматский век позднего миоцена (N_1^{2-3}). В это время изменяются геодинамические условия с субдукционных на коллизионные, связанные со сближением литосферных плит Аравийской и Евразийской, а точнее, Закавказской и Скифской микроплит [9, 10]. Это привело к образованию

плиоценовой впадины Черного моря как источника дополнительных сил и напряжений в регионе.

Новейший этап, как позднеорогенный, ознаменовался образованием рельефа с накоплением в рассматриваемом районе в основном рыхлых отложений четвертичной системы морского, прибрежно-морского, аллювиально-морского, лиманного, аллювиального, пролювиального и др. генезиса. Эти отложения несогласно с большим перерывом залегают на верхнемеловом флише), погребенная поверхность которого деформирована за четвертичное время. На юго-западном склоне Маркохтского выделяется серия речных (педименты) и морских береговых ступеней миоцен-плиоценового возраста: I) «сарматская» N_1^3 , II) куяльницкая («акчагыльская», N_2^3) и III) эоплейстоценовая («апшеронская», $N_2^3-Q_1$) [11, 12, 4].

В миоцен-плиоценовые ступени врезаны более низкие четвертичные ступени. Они рассматриваются как береговые зоны понижающегося морского бассейна (пшадские слои, $Q_{II}^1 psh$; ашейские, $Q_{II}^3 ash$; карангатские, $Q_{III}^1 kg$; новочерноморские, $Q_{IV}^3 nc$; нимфейские, $Q_{IV}^4 nf$) [4, 12]. На Тонком мысу эти ступени абразионные, но в направлении к морю особенно в устье р. Яшамба они становятся абразионно-аккумулятивными. Вверх по долине Яшамба часть из них переходит в аллювиальные террасы (Q_{II}^1), днище реки отчетливо выражен пойменный аллювий (Q_{IV}) [4].

Ступенчатое строение геоморфологических уровней отражает стадийное развитие новых поднятий. На суше они формируются в конэрэзионных условиях, во впадине Черного моря – в конседиментационных. За четвертичное время произошло сокращение Геленджикского прогиба. От раннечетвертичного времени к голоцену площадь осадконакопления крупнообломочной молассы в прогибе сократилось почти в два раза до размера современной Геленджикской бухты.

Результаты работы и их обсуждение. В районе Геленджика и его окрестностей, включающих Маркотхский хребет, Геленджикскую бухту, Тонкий и Толстый мысы, проведены структурно-геоморфологические и неотектонические исследования, включая оценку соотношения структур разного возраста.

Структурно-геоморфологические исследования связаны с построением продольных и поперечных профилей к горным хребтам с выделением эрозионно-денудационных ступеней, морских и речных террас с определением их возраста и высотного положения (рис. 2). Возраст ступеней определен на основе сопоставления их с известными региональными опорными ступенями и террасами, продатированными на основе палеонтологических данных [12, 13].

Эрозионно-денудационных (абразионных) ступеней выделено пять: I) позднеолигоцен-раннемиоценовая (майкопская, $P_3-N_1^1$), II) средне-позднемиоценовая (сарматская, N_1^{2-3}), III) позднемиоцен-раннеплиоценовая (понтическая, $N_1^3-N_2^1$), IV) позднеплиоцен-палеоплейстоценовая (акчагыльская, $N_2^3-Q_P$) и V) эоплейстоценовая (апшеронская, Q_E). Большее число ступеней, включая их аккумулятивные реликты, приурочены к сопряжению раннеорогенных структур – Маркохтского поднятия с Кабардинским прогибом.

Морских террас выделено также пять: пшадская (Q_2^1), ашейская (Q_2^2), карангатская (Q_3), новочерноморская (Q_4^3) и нимфейская (Q_4^4), а также современный пляж (Q_4^c). Террасы приурочены в основном к Аэропортово-Дивноморскому поднятию к мысу Тонкий и к левому водоразделу долины р. Яшамбы. По фаунистическим данным и деформациям береговых линий морских террас вдоль Черноморского побережья Краснодарского края уровень на абс. отм. 35-38 м является пятым пшадским, на 25-27 м – четвертым ашейским, на 13-15 м – третьим карангатским [4, 12]. Вторая новочерноморская и первая нимфейская террасы находятся на абс. отм. 4.5 и 2.0 м соответственно. На левом водоразделе долины р. Яшамбы террасы являются аккумулятивными, на остальной территории они главным образом абразионные.

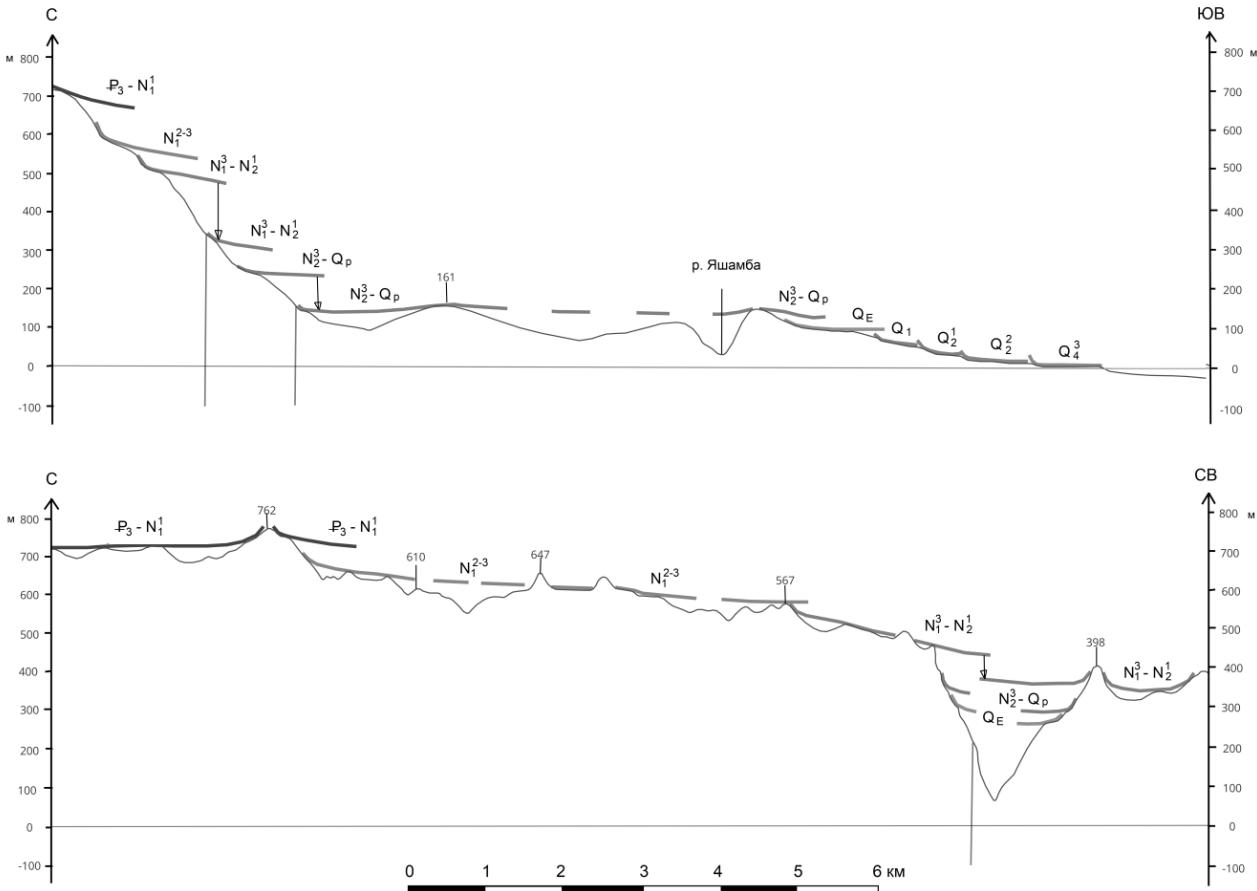


Рис. 5. Структурно-геоморфологические профили района г. Геленджик

Неотектонические (новейшие) структуры (P_2 - поныне) по возрасту и условиям формирования типизированы на ранне- и позднеорогенные. Эти структуры отчетливо выражены в формах рельефа и отложениях, что дает основание считать их активными.

Раннеорогенные структуры (эоценовые, P_2 , по акад. Е.Е. Милановскому, и «майкопские», $P_3-N_1^1$, по С.А. Несмеянову) выражены поднятиями и прогибами, включая разрывы общекавказского простирания, формирующими в кондендационных и конэрозионных условиях. В качестве таковых являются: Маркотхское и Аэропортово-Дивноморское поднятие антиклинального типа и сопряженные с ними Кабардинский и Адербиевский прогибы синклинального типа. Поднятия согласуются с Семигорской и Дообской (Кауковской?) антиклиналями, прогибы – с одноименными синклиналями Новороссийского раннеальпийского синклиниория. Разрывы представлены преимущественно соскладчатыми взбросами с падением на северо-восток (Мезыбский взбросо-надвиг и др.). По геофизическим данным выделены глубинные разломы, соответствующие сочленению орогена Большого Кавказа и Туапсинского прогиба Черноморской обширной впадины.

Позднеорогенные структуры («сарматские» N_1^{2-3} по С.А. Несмеянову) рассматриваются как новообразованные, связанными с изменяющимися геодинамическими условиями – заложением впадины Черного моря и сводовым поднятием Большого Кавказа. Часть структур этой стадии общекавказского простирания (продольные) согласуются с деформациями предыдущих тектонических этапов: раннеальпийским и раннеорогенным. Другая часть является новообразованными антикавказскими (поперечными). Среди них различаются секущие зоны глубинных дислокаций, являющимися сейсмогенными, поднятия и прогибы, вызывающими положительную и отрицательную ундуляцию раннеорогенных складок, а также разрывными нарушениями сбросового типа. Продольные и поперечные структуры связаны с

активностью напряжений растяжения с образованием в основном сбросового типа нарушений [14]. Разрывные нарушения общекавказского простирания падают в сторону Черного моря, разрывные нарушения антикавказского простирания падают часто навстречу друг другу.

Детальные исследования, поведенные Несмеяновым С.А. и Войковой О.А., показывают, что Маркотхское поднятие, сопряженное с Кабардинским и Адербиевским прогибами, дифференцировано на поперечные сбросы и горсты, ступени и седловины. Кабардинский прогиб дифференцирован с образованием грабена, поперечных флексур, структурных перемычек и ступеней. С грабеном согласуется ярко выраженная современная Геленджикская бухта, выполненная голоценовыми морскими отложениями. Аэропортово-Дивноморская поднятие к югу под водами Черного моря сопряжено со структурной ступенью, переходящей в Джанхотский сброс. Разрывные нарушения сбросового типа приурочены к сочленению Маркотхского поднятия и Кабардинского прогиба, выраженному Мезыбской раннеальпийской взбросо-надвиговой зоной (T_3-Pg_2). Яшамбайский сброс локализован на сочленении Дообского горста и Западно-Яшамбайской ступени. Джанхотский (Адыгойский?) прямолинейный сброс и Кавказско-Черноморская глубинная зона дислокаций скрыты под водами Черного моря.

Выводы. В районе г. Геленджик и его окрестностей, расположенных в Геленджикской подгорной равнине и на склонах Маркотхского хребта, выделены эрозионно-денудационные и террасовые уровни, высотное положение и возраст которых указывают на стадийный характер их образования. Выделено пять эрозионно-денудационных уровней и пять в основном морских террас указывающих на стадийность тектонических поднятий и их изменчивость относительно условий формирования. Раннеорогенная стадия с «ныряющими» в море поверхностями майкопа и сарматы сменилась позднеорогенной стадией с формированием понтического и более поздних четвертичных уровней, которые деформированы с образованием общекавказских (продольные) и антикавказских (поперечных) структур.

Неотектонический структурный план является перекрестно-структурным. В нем пересекаются общекавказские раннеорогенные и антикавказские позднеорогенные направления. По морфолого-кинематическому типу и геодинамическим условиям неотектонический перекрестно-структурный план является несогласным и наложенным на раннеальпийскую складчатость. Интерференция разнотипных по происхождению структур приводит к зонам повышенных напряжений и деформаций с образованием зон дробления и трещиноватости, в т.ч. сейсмогенного типа. Локализация разных по возрасту и разных по морфолого-кинематическим типам двух или нескольких разрывов выражается увеличением ширины разрывных нарушений от 50-70 м до 100-150 м [15]. Определение геометрических размеров зон дислокаций актуально в аспекте оценки структурно-геодинамической безопасности инженерных сооружений относительно превышения допустимых величин деформаций. Пересечение трассами разрывов является опасным. В качестве рекомендаций предлагается в местах пересечения трубопровода с опасным разрывом оборудовать трубопровод специальными устройствами шарнирного типа для предотвращения концентрации опасных деформаций в нем. Специальные нормативы предельных амплитуд и скоростей в разрывных нарушениях для инженерных сооружений подобного типа отсутствуют.

Литература.

1. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра. 1968. - 484 с.
2. Несмеянов С.А. Неоструктурное районирование Северо-Западного Кавказа (определяющие исследования для инженерных изысканий). М.: Недра. 1992. - 254 с.
3. Макеев В.М., Ревазов М.О., Болотаева А.Г. Пространственное распределение зон нарушений в РСО–Алания / VIII межд. конф. «Опасные природные и техногенные процессы

в горных регионах: модели, системы, технологии». Владикавказ: ГФИ ВНЦ РАН, 2022. - С. 218-224.

4. Щеглов А.П. Стратиграфия континентальных и морских отложений плейстоцена южного склона Северо-Западного Кавказа (между Анапой и г. Адлером). Дисс. на соиск. уч. степ. канд. геол.-мин. наук. Тбилиси. 1986. - 216 с.
5. Попков В.И. Тектоника Северо-Западного Кавказа // Изв. Отделения наук о Земле и природных ресурсов. Академия наук республики Башкортостан. Геология. 2007. - № 11. - С. 13–18.
6. Закарая Д.П. Механизм и история формирования альпийской складчатой структуры Северо-Западного Кавказа. Автореф. канд. дисс. Тбилиси, 1986. - 24 с.
7. Карта активных разломов лист L-37 масштаба 1:1 000 000 (лист «Краснодар»). 2018. http://neotec.ginras.ru/index/datamap/AFEAD_L37_Map.html
8. Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н. Сейсмическая и геологическая активность тектонических нарушений Северо-Западного Кавказа // Физика Земли. 2005. - № 6. - С. 29–42.
9. Гамкрелидзе И.П., Гиоргобиани Т.В. Проблемы Альпийских деформаций Большого Кавказа и прилегающих территорий // Геология и минеральные ресурсы Большого Кавказа (ред. Е.Е. Милановский и Н.В. Короновский). М.: Наука, 1987. - С. 35–40.
10. Гурбанов А.Г., Милюков В.К., Газеев В.М. Лексин А.Б. Докучаев А.Я. Гурбанова О.А. Оценка векторов скорости современных горизонтальных и вертикальных смещений литосферных блоков на территории Большого Кавказа и их геодинамическая интерпретация (по данным ГНСС) // Вестник Владикавказского научного центра. Т. 23. 2023. - №1. - С. 49–61.
11. Несмеянов С.А. Геоморфологические аспекты палеоэкологии горного палеолита (на примере Западного Кавказа). М.: Научный мир. 1999. - 392 с.
12. Несмеянов С.А., Измайлов Я.А., Воейкова О.А. Стратиграфия и тектонические деформации четвертичных морских террас Западного Кавказа и Тамани. М.: ООО “Миттель Пресс”, 2021. - 184 с.
13. Островский А.Б. О морских террасах Черноморского побережья Кавказа между г. Анапой и устьем р. Шахе // Доклады АН СССР. 1968. Т. 181. - № 4. - С. 950 952.
14. Панина Л.В., Зайцев В.А., Агибалов А.О., Мануилова Е.А., Бардышев Г.П. Основные черты новейшей геодинамики Северо-Западного и Центрального Кавказа // Вестник московского университета. Сер. Геология. 2021. - №1. - С. 3-14.
15. Несмеянов С.А., Боголюбова Н.П., Воейкова О.А., Миндель И.Г. Активные разрывы и разрывный крип на горной части трассы магистрального трубопровода "голубой поток" // геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология. 2003. - № 5. - С. 387-404.

СЕЙСМИЧНОСТЬ «АСЕЙСМИЧНЫХ» РАЙОНОВ КАЗАХСТАНА И ПРОБЛЕМЫ В ЕЁ ИЗУЧЕНИИ

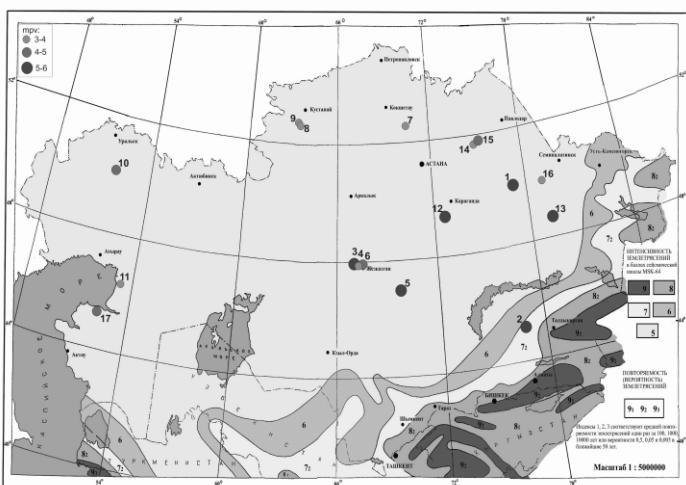
Михайлова Н.Н.

*Институт геофизических исследований Национального Ядерного Центра РК,
г. Курчатов - г. Алматы, Казахстан*

Аннотация. В работе рассматривается вопрос изучения сейсмичности платформенных областей Казахстана, считавшихся ранее «асейсмичными», обсуждаются новые данные, полученные в связи с открытием сейсмических групп сети мониторинга Национального ядерного центра. Показаны достижения и проблемы в ее изучении.

Введение. В Казахстане традиционно на протяжении многих десятилетий сейсмоактивным считался юг, юго-восток и частично восток страны. Этот факт отражали и карты общего сейсмического районирования. Практически все станции, данные которых использовались при составлении каталога землетрясений, находились в пределах высокоактивного района на юго-востоке страны. Да и сам каталог составлялся в значительной степени субъективно, ограничиваясь строгими рамками района высокой сейсмичности – Северный Тянь-Шань и Джунгария. Сейсмические события в каталогах Казахстана из других районов практически отсутствовали. Развитие сетей происходило за счет новых сейсмических станций, которые, как правило, устанавливались в районах уже известных как высокосейсмичные. Но, когда происходили сильные землетрясения в неожиданных для сейсмологов местах, там срочно появлялись новые станции, корректировались карты ОСР. Так произошло в Казахстане в связи с Джамбулским (1971 г.), и Зайсанскими (1990 г.) землетрясениями.

На начало работ по изучению сейсмичности в платформенных областях Казахстана действующей картой общего сейсмического районирования Казахстана являлась карта, включенная в Строительные нормы Республики Казахстан «Строительство в сейсмических районах» (СНиП РК В.1.2.-4-98) [1] (**рис. 1**). Огромная территория Казахстана оставалась белым пятном в отношении сведений об ее сейсмичности.

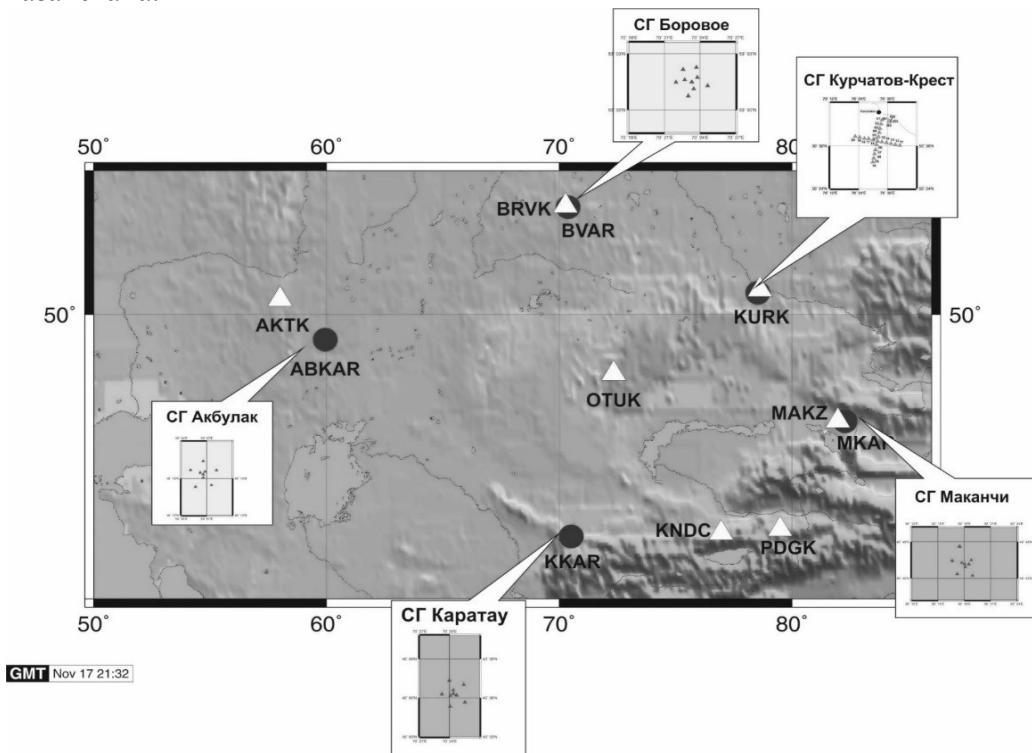


Кружки – эпицентры землетрясений с $m_b \geq 3,5$

Рис. 1. Карта сейсмического районирования Казахстана 1998 г

Существенный сдвиг в вопросе сейсмического мониторинга всей территории Казахстана произошел после 1996 г.- года подписания Казахстаном ДВЗЯИ (Договора о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний). По этому Договору в стране должны были быть построены объекты Международной системы мониторинга (IMS), причем их размещение не было связано с априорными представлениями о сейсмичности района. Задача сети IMS – это контроль выполнения ДВЗЯИ в отношении ядерных испытаний.

Сеть наблюдений – ключевой момент в изучении сейсмичности «асейсмичных» территорий. Основные критерии при создании сети мониторинга МСМ – удачное расположение станции в конфигурации всей системы, тихое место с точки зрения уровня «сейсмических шумов», размещение аппаратуры в скважинах в коренных породах. К 2006 г. было построено и введено в эксплуатацию пять новых сейсмических групп(10 – 21 элемент в каждой группе) и одна трехкомпонентная станция, входящие в системы IMS ОДВЗЯИ и AFTAC. Кроме того, с 1994 г. были установлены три станции IRIS, позже еще три станции НЯЦ РК (рис. 2). Введен в строй в 1999 г. новый Центр обработки данных (KNDC) в системе IMS. Начали составляться сейсмические бюллетени на всю территорию Казахстана и значительную часть приграничных стран Центральной Азии. Параллельно началась работа со ставшими доступными данными мировых центров по сбору информации по событиям на «асейсмичной» территории Казахстана.



Кружки – сейсмические группы (конфигурация на выносных схемах), треугольники – сейсмические трехкомпонентные станции, звездочки – инфразвуковые станции

Рис. 2. Сеть станций мониторинга НЯЦ РК

Уже первые годы работы новой системы [2] показали, что «асейсмичная» территория таковой не является. Здесь могут происходить достаточно сильные землетрясения, представляющие опасность для населенных пунктов и ответственных объектов. За небольшой исторический период произошли землетрясения с интенсивностью до 7-8 баллов в эпицентре на той территории, которая вообще не считалась сейсмичной. Это такие землетрясения, как Шалгинское землетрясение 22.08.2001 г. (Центральный Казахстан) $Ms= 5.0$, $Io= 6$ баллов, Шалкарское землетрясение 26.04.2008 г. (Западный Казахстан) $mb= 5.0$, $Ms= 4.6$, $Io= 7-8$ баллов, Карагандинское землетрясение 21.06.2014 г. (Центральный Казахстан) $mb = 5.3$, $Io = 5$ баллов, Чингизское землетрясение 20.01.2015 г. (Восточный Казахстан, близ Семипалатинского полигона) $mb= 5.3$, $Io = 5-6$ баллов и другие. Начали регистрироваться сейсмические события в районах разработки жидких и твердых полезных ископаемых, таких как Тенгизское месторождение углеводородов, Жезказганское меднорудное месторождение, Экибастузское и Карагандинское угольные месторождения и др. На рис. 1 представлен далеко не-

полный перечень событий, эпицентры которых относятся к считавшейся ранее «асейсмичной» территории. Видно, что на столь обширной «асейсмичной» территории Казахстана землетрясения происходят в разных ее регионах, в разных условиях. «Асейсмичную» территорию уже уверенно можно назвать «слабосейсмичной».

Разнообразие природы землетрясений слабосейсмичной территории Казахстана.

Отметим, что для изучения ряда этих событий были организованы специальные экспедиции с задачами построения карт изосейст и регистрации афтершоков. Кроме того, изучались все собранные записи по разным станциям, данные международных центров данных, механизмы очагов, СМТ, спектральные характеристики, делались выводы о наиболее вероятном механизме и плоскости разрыва, связи с конкретным разломом и др. Можно уверенно говорить о разнообразии природы регистрируемых в платформенной области Казахстана землетрясений.

Во-первых, это, конечно, тектонические землетрясения. Их глубины говорят о том, что это коровые землетрясения. Диапазон глубин достигает примерно 40 км. Примером тектонического события может быть Шалгинское землетрясение 2001 г. Глубина очага 8 км. Оно подробно изучено, работала эпицентральная экспедиция. Построен механизм очага [3]. Другим интереснейшим примером может быть и первое из необычных событий в платформенном районе - Баканасское землетрясение 1979 г. Изучено детально в силу ряда уникальных особенностей. Глубина очага 40 км подтверждена наличием глубинных фаз на записях далеких станций на телесейсмических расстояниях.

Природным событием, но несколько другой природы является Шалкарское землетрясение 2008 года в Западном Казахстане вблизи оз. Шалкар [4]. Район Шалкарского землетрясения находится в северной части Прикаспийской впадины, где чехол осадочных пород до кристаллического фундамента достигает 15–18 км. Важная особенность разреза чехла – наличие мощной (до 3–4 км в первичном залегании) соленосной толщи кунгурского возраста (P_{1k}), разделяющей чехол на подсолевой и надсолевой структурно-формационные комплексы. В соответствии с изученными условиями в эпицентральной зоне, геологическими, тектоническими характеристиками считается, что это естественное тектоническое явление, связанное с карстовым процессом и активным соляным диапиритизмом. Землетрясение неглубокое, зарегистрированы сильные инфразвуковые волны инфразвуковой станцией НЯЦ РК.

Во-вторых, это техногенные землетрясения. Казахстан богат полезными ископаемыми, их разработка ведется очень активно. Это и добыча жидких углеводородов и твердых полезных ископаемых. Техногенные землетрясения возникают в результате активной и продолжительной производственной деятельности при добыче полезных ископаемых. Сетью станций НЯЦ РК фиксируются многочисленные сейсмические события непосредственно в пределах месторождений, их гипоцентры четко локализованы и находятся в промышленном слое, из которого производится добыча нефти. Такова, например, ситуация в Тенгизе, где на фоне большого числа слабых толчков в последние годы регистрируются и довольно сильные ощущимые землетрясения. Имеются землетрясения, зарегистрированные в платформенной зоне вблизи месторождений или в пределах месторождений, где длительное время проводятся техногенные воздействия (горные работы, карьерные и подземные взрывы). Отличие рассмотренных сейсмических событий от природных тектонических состоит в том, что они, скорее всего, не произошли бы на территории данного района, если бы не было влияния и опосредованного участия техногенных факторов, которые становятся триггером таких коровых землетрясений.

Подобные землетрясения относят к техногенно-тектоническим [5] или природно-техногенным [6]. В.В.Адушкин отмечал: «Очаговые зоны таких землетрясений образуются как вблизи производства, так и на значительном расстоянии, которые определяются особенностями тектонического строения и изменившимися потоками энергии и флюида. Само землетрясение может произойти в любое время, без какой-либо связи с расписанием техноген-

ных воздействий. Основной вклад в энергию этих землетрясений вносят тектонические напряжения». Обычно такие землетрясения образуются в верхних слоях земной коры и сопровождаются высокой интенсивностью воздействий. К таким природно-техногенным землетрясениям можно отнести Жезказганскую серию сильных землетрясений, Карагандинские землетрясения, землетрясения близ г. Рудный в Северном Казахстане, землетрясения в Экибастузе и Каражыре и ряд других.

Проблемой является слежение за техногенной сейсмичностью имеющимися стационарными станциями. На платформенных территориях их количество никогда не будет удовлетворять задачам представительной регистрации слабых событий. Необходимо комплексировать данные постоянных станций и локальных сетей. Создаваемые на месторождениях специальные сети мониторинга позволяют не только контролировать техногенную сейсмичность, но и искать пути управления рисками возникновения техногенных землетрясений. Пример – сети на Тенгизе, Караганаке. С природно-техногенными событиями дело обстоит сложнее.

Карьерные взрывы и проблема в изучении платформенной сейсмичности. Для Казахстана проблемой является распознавание взрывов и землетрясений из-за огромного количества регистрируемых сетью НЯЦ РК карьерных взрывов. Так, за 10 последних лет в сейсмический бюллетень KNDC вошло 194 000 событий, из них 64 000 – это взрывы [7]. Известно, что ряд техногенных землетрясений происходит практически там же, где проводятся и взрывы. Идентификация природы событий в бюллетенях и каталогах – трудная и затратная по времени задача при рутинной обработке данных. Разрабатываются методы распознавания, совершенствуются технологии. Но надо понимать, что это необходимый и важный этап работ в рамках подготовки каталогов для изучения сейсмической опасности. На **рис. 3** показаны карты эпицентров по данным каталога Центральной Азии в международном проекте CASHA-BU, в результате которого создан каталог землетрясений Центральной Азии как основа для расчета карт сейсмической опасности [8]. Видно, как радикально меняется картина сейсмичности после идентификации и удаления карьерных взрывов. Основная работа по маркировке взрывов в каталоге в этом проекте выполнялась в KNDC.

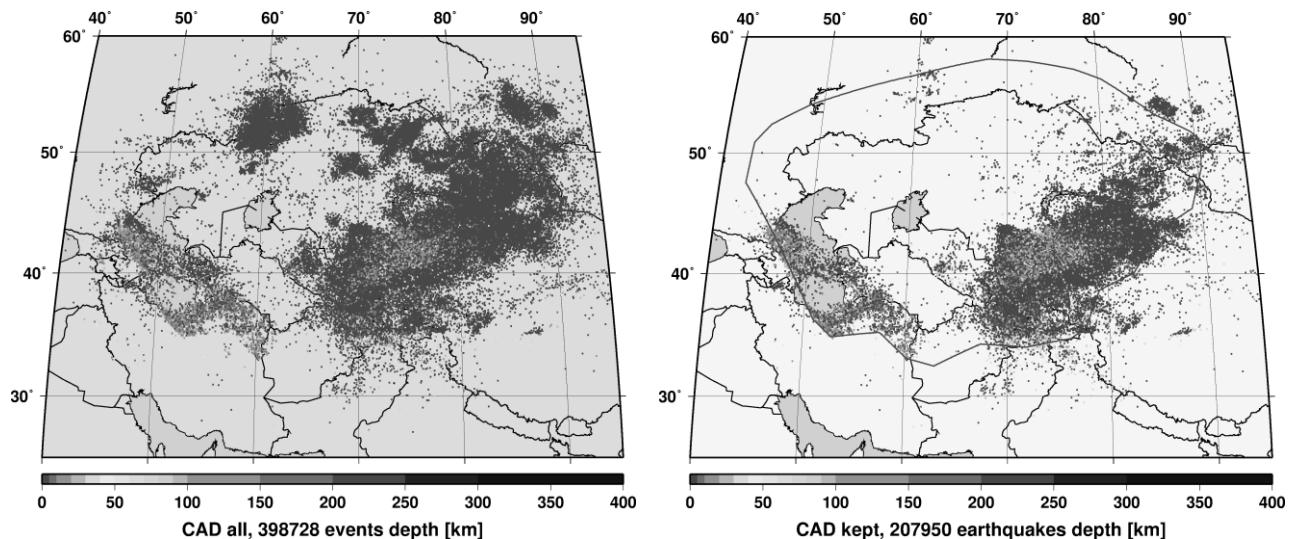


Рис. 3. Карты эпицентров по каталогу CASHA-BU всех событий (слева) и только землетрясений (справа).

Новые знания, полученные при изучении сейсмичности слабосейсмичных областей. Информация, полученная за последние годы по регистрации и изучению событий на платформенной части Казахстана, позволила получить важные знания и выявить некоторые закономерности. Тезисно их можно свести к следующему:

- изменился взгляд на сейсмичность и сейсмическую опасность территории Казахстана. Часть этих данных использована при составлении новых карт сейсмического зонирования Казахстана 2006 г. и 2017 г.

- впервые получены интересные результаты по изучению напряженно-деформированного состояния Казахского щита по данным механизмов очагов, зарегистрированных сетью НЯЦ РК. Показано, что система напряжений на рассматриваемой территории Казахской платформы существенно отличается от наблюданной в хорошо изученной сейсмоактивной части Северного и Южного Тянь-Шаня. Система напряжений характеризуется условиями близгоризонтального сжатия и направлениями, согласующимися с направлениями движения альпийских геоморфоструктур [9, 10].

- выявлены закономерности в проявлении афтершоковой деятельности землетрясений в высокоактивной и слабосейсмичной зоне. При природных землетрясениях на платформе либо отсутствовали, либо наблюдались лишь единичные афтершоки, в активных районах Северного Тянь-Шаня, Джунгарии – регистрируется большое количество последующих толчков.

- платформенные области в целом отличаются более слабым поглощением сейсмических волн. Но имеются районы, где добротность ниже, чем на высокоактивном Северном Тянь-Шане. Так на территории Семипалатинского испытательного полигона в районе площадки Балапан выявлены области высокого поглощения. Там проводились мощные ядерные взрывы и проходят крупнейшие разломные зоны. Постоянная вибрация облегчала миграцию глубинных флюидов по разломным зонам.

Литература.

1. Строительство в сейсмических районах (СНиП РК В. 1.2-4-98) // Комитет по жилищной и строительной политике Министерства энергетики, индустрии и торговли РК. Алматы, 1998. 39с.
2. *Михайлова Н.Н.* Важные результаты, полученные благодаря открытию сейсмических групп в Казахстане. // Вестник НЯЦ РК. – 2016. – Вып. 2. - С.23.
3. *Михайлова Н.Н.* Шалгинское землетрясение в Центральном Казахстане 22.08.2001 г./Михайлова Н.Н. Неделков А.И., Соколова И.Н., Казаков Е.Н., Беляшов А.В. //Геофизика и проблемы нераспространения: Вестник НЯЦ РК, 2002. Вып. 2(10). - С. 78-87.
4. *Михайлова Н.Н.* О природе Шалкарского землетрясения (Западный Казахстан, 26 апреля 2008 года) / Н.Н.Михайлова, А.Е.Великанов // Промышленность Казахстана, 12.2008-02.2009.
5. *Masaki N.*, 2002. Determination of focal mechanism solution using initial motion polarity of P and Swaves. Physics of the Earth and Planetary Interiors. 130,0031–9201.
6. *Адушкин В.В., Турунтаев С.Б.* Техногенная сейсмичность–индуцированная и тригерная. Москва: ИДГРАН, 2015.- 364 с.
7. *Мукамбаев А.С.* Сейсмичность взрывных работ на территории Республики Казахстан. /Мукамбаев А.С. Михайлова Н.Н. // Вестник НЯЦ РК. – 2017. – Вып. 4. - С.124.
8. *Bondar I., Mackey K., Berezina A., Mikhailova N.* The Central Asia Comprehensive Seismic Bulletin // CTBT Science and Technology Conference 2023 (SnT2023).Book of Abstracts.
9. *Михайлова Н.Н.* Сейсмичность и характер напряженно-деформированного состояния в слабосейсмичных районах Казахстана. /Михайлова Н.Н., Полешко Н.Н. // Вестник НЯЦ РК. - 2013. - Вып. 2. -С.140-153.
10. *Узбеков А.Н.* Напряженно-деформированное состояние Казахского щита, по данным механизмов очагов землетрясений. /Узбеков А.Н., Полешко Н.Н. // Геодинамика и тектонофизика. – 2022. – Т. 13. – №1. – С. 1 – 11.

ВЕРОЯТНОСТНАЯ ЛОКАЦИЯ РАННЕИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА ОСНОВЕ МАКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ И ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ

Морозов А.Н.^{1,2}, Асминг В.Э.³

¹*Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия*

²*ФИЦ комплексного изучения Арктики имени академика Н.П. Лаверова
УрО РАН», г. Архангельск, Россия*

³*Кольский филиал ФИЦ «Единая геофизическая служба РАН», г. Апатиты, Россия*

Аннотация. Существуют территории, которые с одной стороны характеризуются умеренной сейсмичностью, но с другой – не обладали долгое время плотной сетью сейсмических станций из-за малонаселённости, труднодоступности и невысокого уровня их экономического развития. Для таких территорий характерны землетрясения, по которым имеются небольшое количество макросейсмических сведений и данные лишь по одной или двум сейсмическим станциям. Чаще всего при локации таких землетрясений использовались только макросейсмические сведения. Авторами в данной статье предложена методика вероятностной оценки локации таких землетрясений на основе совместного анализа их макросейсмических и инструментальных данных. Методика реализована в программе ProLom (Probabilistic Locator by Macroseisms). В статье проведена проверка работоспособности метода на тестовом землетрясении 20 мая 1967 г.

С начала XX века в мире началось интенсивное развитие инструментальных сейсмических наблюдений. Стали появляться сейсмические станции при обсерваториях и университетах в Италии, Германии и Швеции; первые национальные сети в России и Японии; международные сети Дж. Милна (John Milne) «Milne Seismographic Network» и ордена иезуитов «Jesuit Network» [1, 2]. Впоследствии развитие инструментальных наблюдений в мире проходило преимущественно в сейсмоактивных регионах. Именно в таких районах происходило увеличение количества сейсмических станций. При этом оставались регионы, характеризующиеся проявлением умеренной сейсмичности, но в силу географических, исторических, а также экономических причин развитие инструментальных наблюдений там происходило очень медленно.

Одним из таких регионов был север Восточно-Европейской платформы (ВЕП). Сведения по историческим землетрясениям и современные инструментальные данные указывают на повышенную сейсмическую активность некоторых районов севера платформы, в частности, Беломорского региона. Однако из-за малонаселённости, труднодоступности и невысокого уровня экономического развития региона инструментальные наблюдения практически не развивались в первой половине XX века. В работе [3] отмечается, что только с 1962 г. можно выделить начало инструментального этапа в изучении сейсмичности региона. До этого времени землетрясения изучались преимущественно по макросейсмическим данным, которые, в силу малонаселённости региона, характеризуются небольшой выборкой по значениям интенсивности и географическим пунктам. При этом для части таких землетрясений имеются инструментальные данные одной-двух станций, порой с ненадёжными определениями времён вступлений сейсмических фаз. Поэтому использовать только инструментальные данные для локации таких землетрясений не представляется возможным.

Авторами в данной статье предложена методика вероятностной оценки локации таких землетрясений на основе совместного анализа их макросейсмических и инструментальных данных [4]. Методика реализована в программе ProLom (Probabilistic Locator by Macroseisms) [5]. В статье проведена проверка работоспособности метода на тестовом землетрясении 20 мая 1967 г.

Для решения задачи локации землетрясений совместно по макросейсмическим и инструментальным данным был использован подход, основанный на применении так называемого наивного Байесовского классификатора. Напомним вкратце идею классификатора. Теорема Байеса выражается следующим соотношением:

$$P(C|F_1, \dots, F_n) = \frac{P(C)P(F_1, \dots, F_n|C)}{P(F_1, \dots, F_n)} \quad (1)$$

В нашем случае C – событие, заключающееся в том, что землетрясение произошло в некоторой области (F_1, \dots, F_n) проявления этого события, как макросейсмические (наблюдались сотрясения некоторой интенсивности в тех или иных пунктах), так и инструментальные (приходы сейсмических волн на станции). Предположение наивности – это предположения о том, что (F_1, \dots, F_n) – независимы. Априорные вероятности вариантов события C заранее неизвестны, положим их одинаковыми. С учетом этого (1) можно переписать в виде:

$$P(C|F_1, \dots, F_n) \sim \prod_i P(F_i|C) \quad (2)$$

Здесь $P(F_i|C)$ имеет смысл вероятности проявления F_i при условии, что произошло событие C , т.е., что землетрясение произошло в тестируемой области. Далее мы предполагаем, что гипоцентр события магнитуды M (магнитуду и глубину фиксируем) с вероятностью 1 располагался в некоторой области на поверхности Земли. Разобьем эту область на маленькие элементы c_j и будем с помощью (2) оценивать вероятности $P(c_j|F_1, \dots, F_n)$, т.е. вероятности того, что событие произошло в данной ячейке при условии, что имели место его проявления F_i . Для нормировки воспользуемся тем, что вероятность того, что землетрясение произошло в большой области, равна 1, т.е.

$$\sum_j P(c_j|F_1, \dots, F_n) = 1 \quad (3)$$

Чтобы воспользоваться (2) нужно оценивать $P(F_i|c_j)$. Рассмотрим эти оценки для макросейсмических и инструментальных данных.

Макросейсмические данные. Проявление F_i – информация о том, что в некоторой точке с координатами (φ_i, λ_i) событие ощущалось в диапазоне интенсивностей (по шкале МСК-64) от I_{i0} до I_{i1} . Существуют известные формулы, связывающие магнитуду землетрясения и расстояние от эпицентра до точки наблюдения с интенсивностью, например, формула Блэйка – Шебалина (в программе ProLom может использоваться любая зависимость). В общем виде ее можно записать как:

$$I_{\text{истинная}} = I(M, R),$$

где R – расстояние до гипоцентра землетрясения в км, определяемое через расстояние до эпицентра r и глубину очага h , как $\sqrt{r^2 + h^2}$.

Назовем интенсивность, рассчитанную по этой формуле «истинной» (разумеется, она истинна только в том случае, если в данной точке действительно произошло событие данной магнитуды). Таким образом, оценка $P(F_i|c_j)$ сводится к оценке вероятности $P([I_{i0}, I_{i1}]|I_{\text{истинная},j})$, т.е., оценке вероятности того, что свидетель, находившийся в точке i , зафиксировал интенсивности из диапазона $[I_{i0}, I_{i1}]$ при условии, что в реальности имела место интенсивность $I_{\text{истинная},j}$.

Для этого введем эмпириическую функцию плотности вероятности того, что наблюдатель зафиксировал интенсивность $I_{\text{набл}}$ при условии того, что на самом деле имела место интенсивность $I_{\text{истинная}}$ – $\rho(I_{\text{набл}}|I_{\text{истинная}})$. Эта функция вводится интерпретатором из некоторых рациональных соображений и задается в табличном виде. Таким образом, с точностью до нормировки, мы имеем следующее выражение:

$$P(F_i|c_j) = P([I_{i0}, I_{i1}]|I_{\text{истинная},j}) \sim \max_{I_{\text{набл}} \in [I_{i0}, I_{i1}]} \rho(I_{\text{набл}}|I_{\text{истинная},j}) \quad (4)$$

Инструментальные данные. Инструментальные данные, которые предполагается использовать в данном подходе, это замеры времён приходов сейсмических волн на станции,

сделанные по аналоговым сейсмограммам, полученным в конце XIX и в начале XX века. У таких сейсмограмм есть специфические особенности: *a*) неточная привязка ко времени; *б*) невозможность достоверно определить тип пришедшей волны. Это определило то, что в данном подходе совместно используются только времена приходов, взятые для одной и той же станции, и то, что вместо однозначного задания типа фазы используются вероятностные оценки, задаваемые пользователем.

Пусть для некоторой сейсмостанции задано N фаз с временами t_i и вероятностями типов фаз P_{ik} , где i – индекс фазы, а k – индекс типа фазы от 1 до 4 (P -волна, S -волна, Lg -волна, ложное вступление). Назовем совместимой парой две фазы i_1 и i_2 , которым присвоены типы волны k_1 и k_2 , такую, что:

$$T_{0,k2} - T_{1,k1} < t_{i_1} - t_{i_2} < T_{1,k2} - T_{0,k1} \quad (5)$$

где $T_{0,k}$ – минимальное, а $T_{1,k}$ – максимальное время пробега волны типа k от источника до станции с учетом возможных ошибок взятия вступлений и скоростной модели. Также совместимыми будут считаться те пары, у которых одной из фаз присвоен тип «ложное вступление». Окончательной оценкой реализации варианта с данными замерами для данной точки и для данной станции, которая и используется в качестве сомножителя в (2), будет:

$$\sum_{\text{по совместимым парам}} P_{i_1,k_1} \cdot P_{i_2,k_2} \quad (6)$$

Описанный метод был реализован в программе ProLom (Probabilistic Locator by Macroseismics) [5]. Программа позволяет пользователю задавать макросейсмическую информацию (ощущавшиеся интенсивности по шкале МСК-64 в определенных пунктах), добавлять к ней инструментальную информацию (замеры времен приходов сейсмических волн на станции) и получать вероятностную оценку локации сейсмических событий.

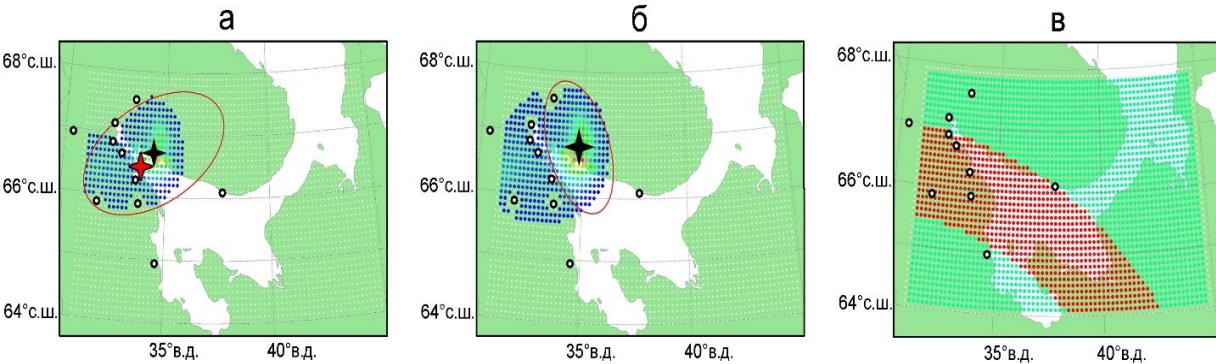
Для проверки работоспособности метода в качестве тестового события было взято землетрясение 20 мая 1967 г. Землетрясение произошло в Кандалакшском заливе Белого моря с $mb(\text{ISC})=4.6$. По этому землетрясению имеется большое количество инструментальных данных ($N_{\text{станций}}=72$), представленных в бюллетене Международного сейсмологического Центра (International Seismological Centre, ISC) [6]. А также имеются макросейсмические сведения из 27 населенных пунктов, описанные в работах [7,8].

Был составлен модельный бюллетень из макросейсмических и инструментальных данных, наиболее характерный для землетрясений данного региона в первой половине XX века. В тот период в регионе функционировала одна сейсмическая станция PUL (Пулково) и количество макросейсмических сведений поступало значительно меньше, чем для землетрясения 20 мая 1967 г. Поэтому, модельный бюллетень включал в себя инструментальные данные только одной станции PUL и макросейсмические сведения по 10 пунктам. Решение программы ProLom для данного бюллетеня представлено на **рис. 1**.

При локации использовалась региональная модель BARENTS [9], эффективность которой для данного региона была подтверждена многократно по записям химических и ядерных взрывов [9, 10]. В уравнении Блейка-Шебалина использовались вычисленные для данного района [11] следующие коэффициенты макросейсмического поля: $a=1.5$, $b=3.55$, $c=3.05$. Вычисленные программой ProLom координаты эпицентра совпадают в пределах эллипса ошибок с координатами по ISC (**рис. 1**). При ограниченном количестве исходных данных мы получили большие значения полуосей эллипса ошибок. При этом полученное решение на основе только макросейсмических данных (**рис. 1б**) отличается от решения на основе макросейсмических и инструментальных данных (**рис. 1а**). Последнее решение ближе всего к решению по ISC. Значение магнитуды MS получилось равным 4.7.

Таким образом, данный пример показывает работоспособность метода, реализованного в программе ProLom. В статье [4] приведены результаты применения метода на конкретных землетрясениях первой половины XX века, произошедшие на севере Восточно-Европейской платформы. Создан дополнительный инструмент вероятностной локации раннеинструментальных землетрясений, который позволяет использовать все доступные, и порой скучные

для удалённых и малоразвитых территорий, данные по макросейсмическим проявлениям и временам вступлений на сейсмических станциях. Данный инструмент в дальнейшем будет применяться при анализе землетрясений на севере Восточно-Европейской платформы и при необходимости совершенствоваться.



а – решение на основе макросейсмических и инструментальных данных; б – решение на основе макросейсмических данных; в – решение на основе инструментальных данных. Черной звездой указан вычисленный эпицентр. Красной линией – эллипс ошибок. Красной звездой указан эпицентр землетрясения согласно ISC [6]. Кружками указаны географические пункты со значениями интенсивности I. Разноцветными точками обозначают ячейки, в которых значение вероятности наличия в этой ячейке эпицентра отлично от нуля. Градация цвета зависит от значения вероятности: от меньшего (синего) до большего (красного).

Рис. 1. Результат расчета программы ProLom на основе модельного бюллетеня, составленного из макросейсмических и инструментальных данных землетрясения 20 мая 1967 г

Литература.

1. Schweitzer J. The birth of modern seismology in the nineteenth and twentieth centuries // Earth Sciences History. – 2007. – V. 26. – №. 2. – P. 263-280.
2. Storchak D. A. Di Giacomo D., Engdahl E. R., Harris J., Bondár I., Lee W. H., ... & Villaseñor A. The ISC-GEM global instrumental earthquake catalogue (1900–2009): Introduction // Physics of the Earth and Planetary Interiors. – 2015. – V. 239. – P. 48-63.
3. Панасенко Г.Д. Землетрясения Фенноскандии в 1951-1970. – М.: Изд-во МГК, 1977. – 111 с.
4. Морозов А.Н., Асминг В.Э. Вероятностная локация раннеинструментальных землетрясений на основе макросейсмических и инструментальных данных // Физика Земли – № 1 – 2024.
5. Асминг В.Э., Морозов А.Н. ProLom. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2023617379 от 07 апреля 2023 г.
6. International Seismological Centre. [сайт]. – URL: <http://www.isc.ac.uk/> (дата обращения 06.05.2023 г.)
7. Панасенко Г.Д. Сейсмическое событие в Кандалашском заливе Белого моря 20 мая 1967 г. – В кн.: Новейшие и современные движения земной коры восточной части Балтийского щита. Петрозаводск, Изд–во Карельского ФАН СССР, 1974.
8. Nikonorov A.A. Felt effects for earthquakes of the 20th century in the Eastern Baltic Shield. – University of Helsinki, 1991. – 34 p. – ISBN 951-45-5777-8
9. Kremenetskaya E., Asming V., Ringdal F. Seismic location calibration of the European Arctic // Pure Appl. Geophys. – 2001. – V. 158(1). – P. 117–128.
10. Морозов А.Н., Ваганова Н.В., Асминг В.Э., Михайлова Я.А. Сейсмичность севера Русской плиты: уточнение параметров гипоцентров современных землетрясений // Физика Земли. – 2018. – №. 2. – С. 104-123.
11. Петрова Н.В., Дягилев Р.А., Габсатарова И.П. Особенности затухания сейсмического эффекта землетрясений Русской платформы и Урала // Вопросы инженерной сейсмологии. – 2020. – Т. 47. – №. 4. – С. 5-25.

ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЙ КЛАСС СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В УСЛОВИЯХ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

Надежка Л.И.^{1,2}, Ефременко М.А.¹, Мохова В.В.^{1,2}, Пивоваров С.П.¹

¹*ФИЦ «Единая геофизическая служба РАН», г. Воронеж, Россия*

²*Воронежский государственный университет, г. Воронеж, Россия*

Аннотация. Показано, что значение энергетического класса, одного и того же сейсмического события, определенного по записям сейсмических станций, расположенным на разных расстояниях от источника, существенно отличается. На основе анализа большого объема данных установлено, что значения энергетического класса, определенные в интервале расстояний 80–125 км, с большей долей вероятности отражают фактическое значение энергетического класса.

Важной характеристикой сейсмических событий является их энергетический класс. Он дает представление об энергии события. Для анализа использовались значения энергетического класса, определенные по номограмме Раутиан [1]. Опыт показывает, что значения энергетического класса одного и того же техногенного сейсмического события, определенные на разных расстояниях от источника существенно отличаются [2, 3]. Такая неопределенность не позволяет адекватно определять энергию техногенных сейсмических событий, возникающих при производстве промышленных взрывов.

Как показывает анализ, значения энергетического класса одного и того же сейсмического события, определенные по записям сейсмических станций расположенных на разном расстоянии от источника отличаются: чем дальше от источника, тем выше энергетический класс (**рис. 1**). На **рис. 1** в качестве примера представлены волновые формы Z-компоненты сейсмического события, вызванного промышленным взрывом в Павловском карьере и записанные сейсмическими станциями, расположенными на разных расстояниях от источника. Как видно из **рис. 1**, записи разные по интенсивности и характеризуются разным значением класса.

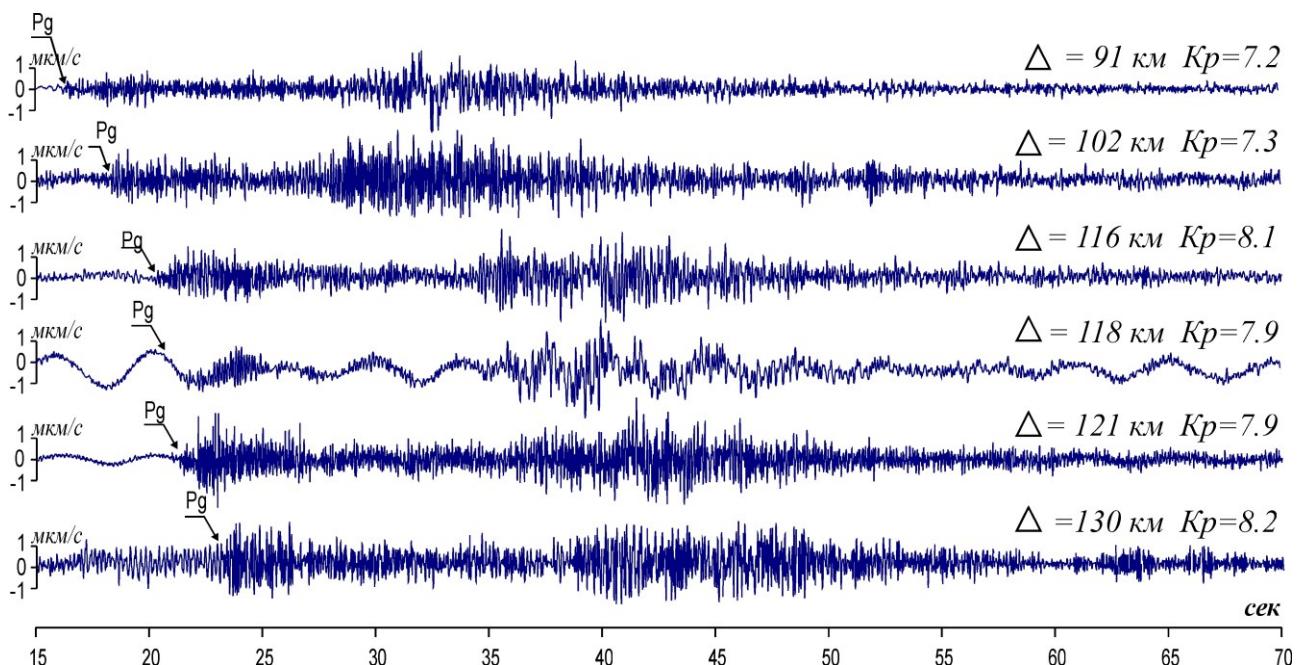
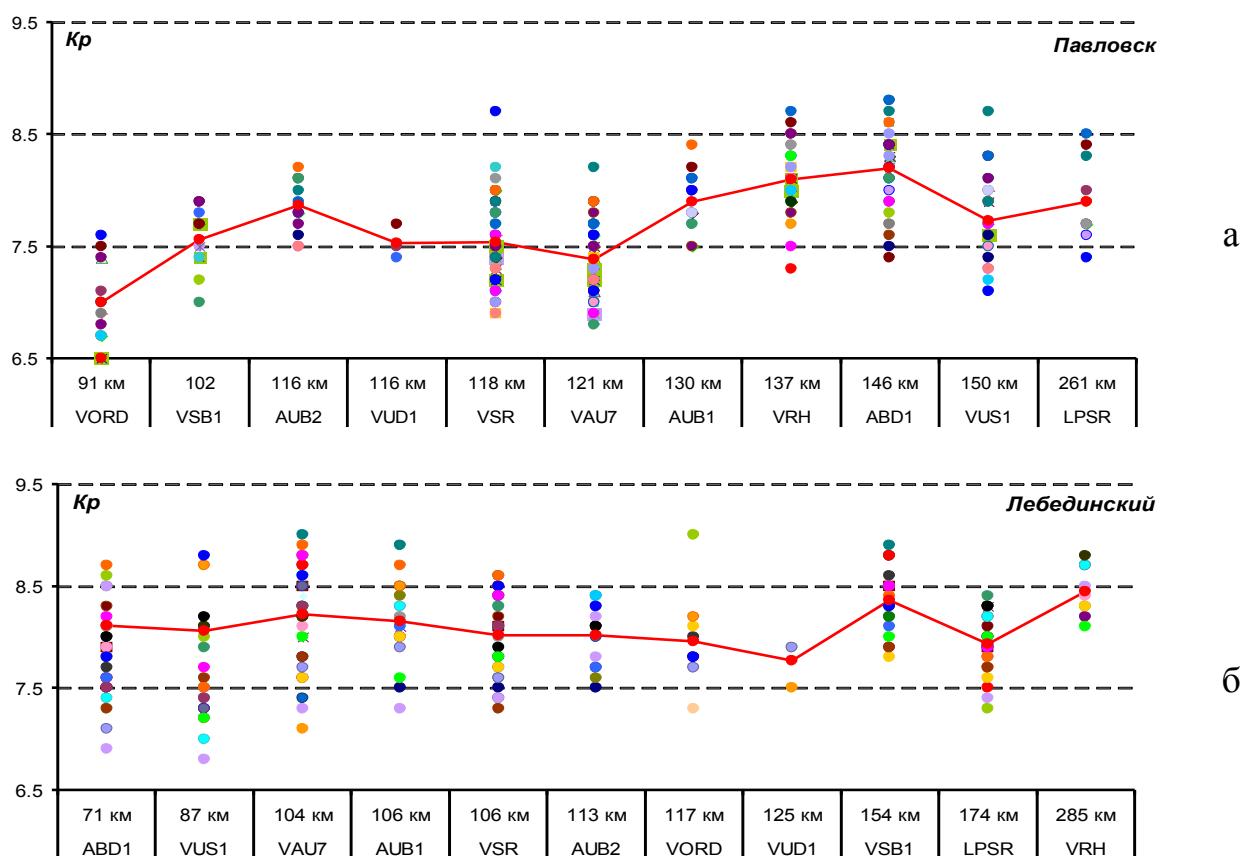


Рис. 1. Волновые формы вертикальной компоненты сейсмического события, вызванного промышленным взрывом в Павловском карьере

Для анализа использовались данные по серии сейсмических событий, вызванных взрывами в разных карьерах. На **рис. 2** представлены в качестве примера результаты анализа изменения энергетического класса сейсмических событий, вызванных промышленными взрывами в двух карьерах: «Павловский» и «Лебединский». В первом случае волновое поле, вызванное взрывом, распространяется в земной коре Лосевской шовной зоны. Анализируется изменение энергетического класса с расстоянием с юга на север. Во втором случае, исследуется характер изменения энергетического класса при распространении волнового поля в земной коре, в основном, Курского мегаблока, в направлении запад–восток. Каждая точка на рисунке – значение энергетического класса конкретного сейсмического события. Так как в каждом карьере взрывы производятся разной мощности, то они вызывают сейсмические события разного энергетического класса. Разброс значений энергетического класса определенных по данным одной станции отражает вариации суммарного количества взрывчатого вещества, используемого во время одного промышленного взрыва.



Точки на графике – экспериментально определенное значение K_p сейсмических событий, вызванных взрывами в карьере «Павловский» и «Лебединский» в разное время; линия – общий тренд изменения класса

Рис. 2. График изменения энергетического класса сейсмических событий в зависимости от расстояния

На **рис. 3** в качестве примера, представлены волновые формы вертикальной компоненты сейсмических событий, вызванных взрывами разной мощности в Павловском карьере и записанные одной сейсмической станцией (VAU7). Их класс изменяется от 7.2 до 7.9 при изменении мощности от 88.579 т до 266.894 т. Изменения значений энергетического класса сейсмических событий, вызванных промышленными взрывами, определенных по записям каждой станции образуют «столбики».

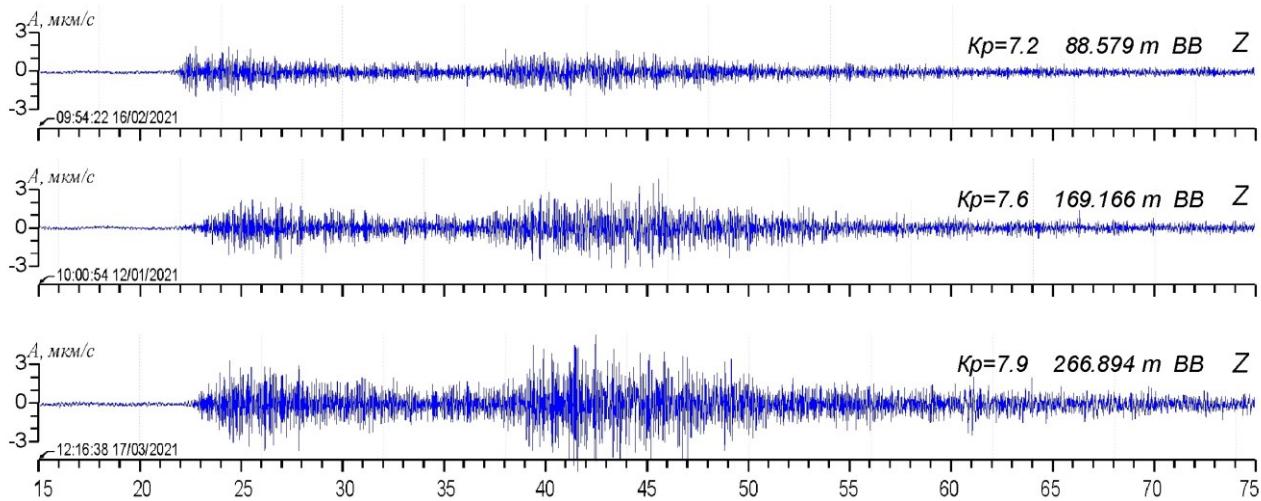
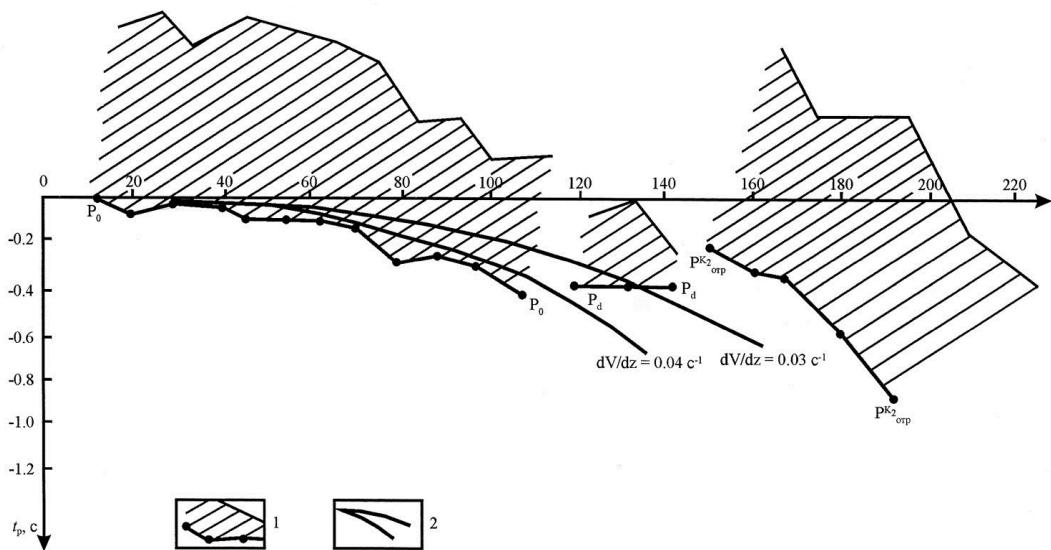


Рис. 3. Волновые формы вертикальной компоненты сейсмических событий, вызванных промышленными взрывами разной мощности в Павловском карьере

На **рис. 2** проведена линия, отражающая общий тренд изменения значений энергетического класса. Из рисунка видно, что на интервале расстояний 80 км–125 км значения энергетического класса сейсмических событий, возникающих при взрывах в разных карьерах, изменяются незначительно. Как сказано выше, разброс значений энергетического класса, определенный на каждой из станций, связан, в основном, с разным количеством ВВ и методикой подрыва в каждом конкретном случае. Энергетический класс сейсмических событий, возникающих при производстве промышленных взрывов, на расстояниях более 130 км начинает увеличиваться, как в случае взрывов в Павловском карьере, так и Лебединском (**рис. 2**).

В предыдущие годы на территории Воронежского кристаллического массива проведен большой объем работ методом ГСЗ. Эти данные послужили основой для создания динамического годографа. На **рис. 4** представлены динамические годографы волн, выходящие в первое вступление, построенные на основе анализа данных ГСЗ [4].



Условные обозначения: 1 – наблюденные динамические годографы; 2 – теоретические годографы при линейном изменении скорости с глубиной ($V_0 = 6 \text{ км/с}$, значения градиента скорости приведены на рисунке). Масштаб времени редуцирован со скоростью редукции 6 км/с

Рис. 4. Динамические годографы волн, выходящих в первые вступления (профиль Павловск-Айдар)

Из **рис. 4** видно, что на расстоянии примерно 120 км–140 км от источника происходит изменение типа волн, выходящих в первое вступление. Сопоставляя **рис. 2** и **рис. 4** можно предположить, что увеличение энергетического класса сейсмических событий на расстоянии более 130 км обусловлено сменой типа волн, выходящих в первое вступление.

Таким образом, из сказанного можно сделать вывод:

- увеличение энергетического класса сейсмического события с увеличением расстояния обусловлено, в основном, сменой типа волн, выходящих в первое вступление.
- значения энергетического класса сейсмического события, возникающего при производстве промышленного взрыва, определенного на расстояниях 80–125 км от источника наиболее вероятно отражает фактическое значение K_p , т.е. количество сейсмической энергии, выделившейся при производстве взрыва.

Литература.

1. Раутян Т.Г. Об определении энергии землетрясений на расстоянии до 3000 км // Экспериментальная сейсмика (Тр. ИФЗ АН СССР; 332(199)). – М.: Наука, 1964. – С. 88-93.
2. Дубянский А.И., Ефременко М.А., Пивоваров С.П. Оценка энергетического класса техногенных сейсмических событий в условиях Воронежского кристаллического массива // Вестник национального ядерного центра Республики Казахстан / Выпуск 2(74), июнь 2018. – С. 125-128.
3. Надёжска Л.И., Пивоваров С.П., Дубянский А.И., Ефременко М.А., Пивоваров Р.С. Об энергетических оценках техногенных событий в геологических условиях Воронежского кристаллического массива// Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы XIII Международной сейсмологической школы / Отв. ред. А.А. Маловичко. – Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН, 2018. – С. 166–169.
4. Литосфера Воронежского кристаллического массива по геофизическим и петрофизическим данным / Главный редактор член.-корр. РАН Н.М. Чернышов. – Воронеж: Издательско-полиграфический центр «Научная книга», 2012. – 330 с.

СЛЕДЫ ДРЕВНИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ПАЛЕОЦУНАМИ НА БАРЕНЦЕВОМОРСКОМ ПОБЕРЕЖЬЕ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА (НА ПРИМЕРЕ РАЙОНА ХРЕБТА МУСТА-ТУНТУРИ) И ИХ ЗНАЧИМОСТЬ ПРИ ПАЛЕОСЕЙСМИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЯХ

Николаева С.Б., Толстобров Д.С.

Геологический институт КНЦ РАН, г. Анадырь, Россия

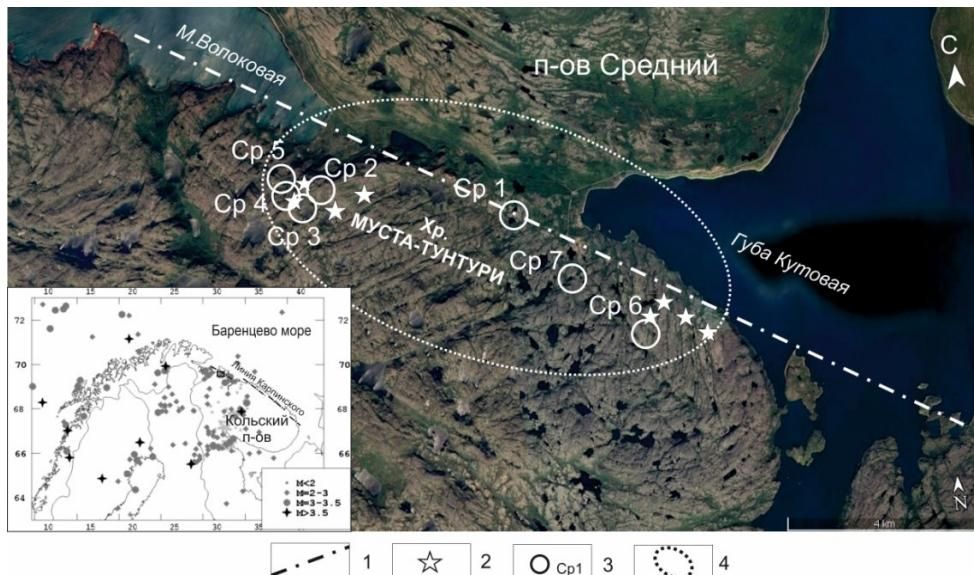
Аннотация. Представлены новые результаты комплексных палеосейсмогеологических исследований, в том числе и изучение кернов донных осадков озер на Баренцевоморском побережье Кольского региона. Детальное изучение разных типов сейсмодислокаций на ключевом участке в зоне перешейка между п-овом Средний и материковой частью хребта Муста-Тунтури позволили установить, что в зоне перешейка располагались очаги палеоземлетрясений, пространственно и генетически связанные с подвижками по разлому Карпинского. На это указывают закартированные ареалы сейсмодислокаций и нарушения в донных осадках озер – предполагаемых палеоцунами. Возраст событий относится к трем интервалам: (I) 12.1-11.4 тыс.л.н., (II) 11.4-10.9 тыс.л.н. и (III) 9.1-8.9 тыс.л.н. Местная сейсмическая интенсивность событий, оставивших обследованные дислокации в рельфе и скальных породах, по INQUA Scale, определяется как VII-VIII баллов. Полученные данные могут использоваться для разработки научно-методических основ для оценки рисков возникновения катастрофических процессов, а также сейсмической опасности в слабосейсмичных регионах и пополнения каталогов землетрясений.

Ключевые слова: палеосейсмодислокации, землетрясения, палеоцунами, разлом Карпинского, Кольский регион, Фенноскандинавский щит.

Введение. К настоящему времени накоплен большой материал о неотектонической активности зоны Баренцевоморского побережья Кольского полуострова, в том числе и о следах древних землетрясений, происходивших здесь до и после снятия ледниковой нагрузки [1-6]. Несмотря на видимый прогресс в изучении палеосейсмичности, здесь обнаруживается неполнота фактических данных и, прежде всего, детальных геологических исследований, позволяющих оценить активность отдельных тектонических структур с установлением параметров генерируемых землетрясений. Особенно это касается определения возраста и периодичности проявления сильных землетрясений, как одного из показателей сейсмического режима территории. В имеющихся работах по Баренцевоморскому побережью оценка активности разломов осуществлялась в основном по морфологическим признакам [1, 3, 7].

В сообщении представлены первые результаты комплексных палеосейсмогеологических работ, проводившихся в 2021 году на Баренцевоморском побережье в крайней СЗ части Кольского полуострова - в районе перешейка между п-овом Средний и северным подножием материкового хребта Муста-Тунтури (**рис. 1**). В дополнение к изучению сейсмонарушений в скальных породах и рельфе, с помощью бурения проводилось исследование донных осадков озер, керны которых содержат большое количество органического материала. Целью их изучения, помимо традиционных палеогеографических реконструкций, было выявление в осадках следов катастрофических событий (землетрясений, цунами) и их датирование.

Методика исследований. При поиске и анализе сейсмодислокаций в скальных массивах использовались космоснимки и ЦМР высокого разрешения, а также полевые наземные обследования. Для доказательства сейсмического происхождения нарушений рассматривался их ареальный (очаговый) характер распространения, парагенетическая сгруппированность и плотность концентрации. Сейсмическая интенсивность оценивалась по степени выраженности и плотности концентрации дислокаций с учетом шкал INQUA Scale и ESI-2007 [8]. Во время полевых работ проводился отбор колонок донных отложений с платформы, установленной на катамаране. Бурение выполнялось с помощью «русского торфяного» бура. Длина каждой колонки составляла 1 м, диаметр – 75 мм. Возраст определялся радиоуглеродным методом (^{14}C).



1 – линия Карпинского, 2 – палеосейсмодислокации, 3 – изученные озерные котловины, 4 – очаговая область палеоземлетрясений.

Рис. 1. Расположение изученных палеосейсмодислокаций и озерных котловин в районе перешейка между п-овом Средний Баренцева моря и северным подножием хребта Муста-Тунтури. На вставке: землетрясения Кольского полуострова и прилегающих территорий за период 1992–2009 гг., по [11]

Геолого-структурное положение. Побережье Баренцева моря, протягивается на несколько сотен км вдоль северного берега Кольского полуострова и представляет собой возвышенную, расчлененную денудационную равнину высотой до 200-220 м, повышающуюся к югу и круто обрывающуюся к северу. Зона побережья маркируется одной из крупных активных тектонических структур СЗ России, известной в литературе как «линия» или «линеамент» Карпинского. Серия разломов сбросо-сдвиговой кинематики разграничивает Балтийский кристаллический щит и Баренцевоморскую плиту Западно-Арктической платформы и совпадает с Мурманской сейсмогенной зоной [9]. К зоне разлома тяготеют эпицентры инструментально регистрируемых землетрясений с магнитудой $M \leq 3$. В настоящее время Мурманская сейсмогенная зона не проявляет активности и рассматривается как пассивная [9].

Район исследований расположен на перешейке между материком и полуостровом Средний и характеризуется резко расчлененным рельефом, обусловленным крутым уступом хребта Муста-Тунтури обращенным на север, высотные отметки которого достигают 190-269 м н.у.м. В геологическом отношении здесь проходит контакт между песчаниками, пясминитами и алевролитами рифея и гранодиоритами и плагиогранитами неоархея [10]. Многочисленные системы разрывных нарушений разных порядков формируют мелкоблоковое, тектогенное строение фундамента участка. Юго-западные побережья губ М.Волоковой и Кутовой покрыты редким чехлом валунов и практически лишены рыхлых отложений.

Результаты работ. В пределах участка, площадью 15x5 км выделены и закартированы локальные нарушения и смещения скальных пород нескольких типов – сейсмотектонические (рвы и трещины), сейсмогравитационные (скальные вывалы, обвалы и массовые смещения блоков против уклона местности) и деформации встрихивания (выдвинутые и\или выколотые блоки). Они образуют группы ареалов сейсмодислокаций, маркирующих линейные структуры северо-восточных, реже, северо-западных простираций.

Сейсмодислокации в скальных породах. Сейсморвы, глубиной более 4-х м, ССВ (10-15°) и СВ ориентировок (25-30°), шириной от 0.5 до 6 м, и протяженностью в первые сотни метров, рассекают ЮЗ побережье губы Кутовой (**рис. 2**). Они сужаются по направлению к

морю, расширяются вглубь материка, и, выполаживаясь, представляют собой уже грабенообразные просадки в рельефе. Сбросовые рвы имеют параллельные вертикальные стенки, и в отдельных случаях, частично завалены остроугольными обломками, но без присутствия морены. Не исключено, что эти рвы были заложены вдоль древних разломов, реактивированных в послеледниковое время. В их заложении мы не обнаружили следов воздействия экзогенных процессов (абразии или экзарации). Сохранившиеся свежие зеркала скольжения на бортах указывают на сбросовые и сбросо-сдвиговые смещения (аз. пад. $310^\circ \angle 78^\circ$) вдоль зоны разлома.

Нарушенения более мелких порядков – свежие трещины, шириной 10-15 см и протяженностью до нескольких десятков см, нарушают скальные хребты и отдельные выходы кристаллических пород. Развитие таких трещин на высоких морских террасах свидетельствует об их образовании в раннем голоцене.



Видны свежие зеркала скольжения и субвертикальные стенки

Рис. 2. Сейсморов северо-восточного простириания, рассекающий южное побережье губы Кутовой Баренцева моря

Изучение разных типов дислокаций показало, что более существенную роль в их образовании играла сейсмогравитационная тектоника. Скальные однонаправленные вывалы в южных и юго-восточных направлениях, массовые смещения блоков и выколы закартированы в большом количестве у северного подножия хребта Муста-Тунтури и южного берега губы Мал. Волоковой. Они развиты вдоль зон разломов двух направлений: $50-60^\circ$ и реже, 320° . Разрывные нарушения выражены уступами, высотой 2-5 м или узкими, шириной 3.5-8 м, ущельями. В бортах уступов наблюдаются отколы и смещения крупных блоков гранитов на расстояние от 0.05-0.1 до 0.5-1 м и стенки срыва с обратным углом наклона. На остроугольных и раковистых сколах отсутствуют следы выветривания и лишайники, что определенно указывает на их послеледниковое образование.

Обследованные группы нарушений обладают явными признаками сейсмогенности. Они отличаются от таковых, образованных в результате морозного выветривания или абразии, характеризуются признаками импульсного, преимущественно, латерального и, местами, вертикального смещения и выброса из раздробленных частей скального массива, расположены в зоне динамического влияния крупной разломной структуры. Выявленные сейсмические эффекты, типичные для эпицентральных областей землетрясений, согласно использованным сейсмическим шкалам [8], отвечают сотрясениям в VII-VIII баллов. Этот ареал сейсмодислокаций вероятнее всего связан с несколькими сейсмическими событиями, происходившими на протяжении голоцена.

Следы палеоцунами в озерных кернах. Поскольку рыхлый покров практически отсутствует в районе исследований, мы изучили донные осадки из 7 озерных котловин [12]. Озера расположены в основании тектонических уступов (аз. прост. $55-65^\circ$) или в понижениях от-

дельных блоков. В четырех колонках Ср2, Ср3, Ср5 и Ср8 (рис. 1), обнаружены событийные интервалы, по составу резко отличающиеся от ниже и выше лежащих отложений. Эти интервалы представлены опесчаненными слоями с гравием, галькой и иногда крупными фрагментами древесины (рис. 3), заключенными в органогенный материал (гиттию), что свидетельствует о резком изменении гидродинамики водоема, характерном для цунамигенных проявлений [13]. Следует отметить, что следы палеоцунами и сильных землетрясений были выявлены и восточнее, в районе губы Териберской [14].

Анализ полученных радиоуглеродных датировок указывает на то, что сейсмические события наиболее часто происходили в позднеледниковые и раннем голоцене, в периоды 12.1-11.4 тыс.л.н., 11.4-10.9 тыс.л.н. и 9.1-8.9 тыс.л.н. (календарных). Интенсивное поднятие территории и постледниковая активизация разрывных нарушений могла вызвать резкие изменения условий осадконакопления в озерных котловинах и формирование аномальных опесчаненных горизонтов в гиттии.



Рис. 3. Фрагмент керна с древесной в толще гиттии из озера Ср5, маркирующий цунамигенный горизонт

Заключение. Обобщение полученных сейсмогеологических и геолого-структурных данных свидетельствует, что перешеек между п-овым Средний и северным подножием хребта Муста-Тунтури сформирован в пределах разрывной зоны, подвергавшейся неоднократной реактивации в позднеледниковые и голоцене. Генеральную СЗ ориентировку разлома Карпинского вероятно осложняли системы нарушений СВ и СЗ простираций. Можно предполагать, что в зоне перешейка располагались очаги землетрясений, пространственно и генетически связанные с подвижками по разлому Карпинского. На это указывают закартированные ареалы сейсмодислокаций и предполагаемые сейсмонарушения в донных осадках озер. Возраст событий относится к трем интервалам: позднеледниковые- раннего голоцена и границе раннего и среднего голоцена (I) 12.1-11.4 тыс.л.н., (II) 11.4-10.9 тыс.л.н. и (III) 9.1-8.9 тыс.л.н. Именно этот период сопровождался и повышенной сейсмической активностью не только в Кольском регионе, но и во всей Фенноскандии. Местная сейсмическая интенсивность событий, оставивших обследованные дислокации в рельфе и скальных породах, по INQUA Scale, определяется как VII-VIII баллов.

Полученные данные могут использоваться для разработки научно-методических основ для оценки рисков возникновения катастрофических процессов, а также сейсмической опасности в слабосейсмичных регионах и пополнения каталогов землетрясений. Особенно

это актуально для таких зон, как Мурманское побережье Баренцева моря, с расположенными здесь портовыми комплексами, ответственными объектами и значительной плотностью населения.

Работа выполнена в рамках госзадания по теме НИР ГИ КНЦ РАН г. Апатиты, (проект AAAA-A19-119100290145-3).

Литература.

1. *Авенариус И.Г., Белозеров С.Н.* Морфоструктурный план и древние береговые линии Дальневосточного района Мурманского побережья // Геоморфология. – 2000. – №3. – С. 35–41.
2. *Николаева С.Б.* Сейсмогенные деформации в отложениях раннеголоценовой террасы реки Печенга (Кольский полуостров) // ДАН. Т.406. – 2006. – № 1. – С. 69–72.
3. *Лукашов А.А., Романенко Ф.А.* Характер и морфодинамика дизъюнктивного северо-восточного ограничения Балтийского щита ("линии Карпинского") // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. Материалы XLIII Тектонического совещания. Т.1. М.:ГЕОС, – 2010. – С. 430–434.
4. *Николаева С.Б.* Свидетельства сейсмических событий на побережье Мурмана в позднеледниковые и голоцене // Изв. Русск. Географ. общ-ва. – 2013. Т. 145. – Вып. 4. – С. 53–65.
5. *Верзилин Н.Н., Бобков А.А., Кулькова М.А., Нестеров Е.М., Нестерова Л.А., Мадянова Н.П.* О возрасте и образовании современного расчлененного рельефа севера Кольского полуострова // Вестник Санкт-Петербургского университета. Серия 7: Геология. География. – 2013. – Т. 2. – С. 79–93.
6. *Никонов А.А., Зыков Д.С.* О признаках мощных землетрясений в восточном секторе Мурманской зоны (линия Карпинского) // Труды XIV Ферсмановской научной сессии. Апатиты. – 2017. – С. 143–48.
7. *Шварев С.В.* Морфотектоника, сейсмичность и экзогенные процессы Кольского полуострова // Геология и геофизика. – Т.63. – №8 – 2022. С. 1135–1152.
8. *Michetti A.M., Esposito E., Guerrieri L., Porfi do S., Serva L., Tatevossian R., Vittori E., Audemard F., Azuma T., Clague J., Comerci V., Gürpinar A., Mc Calpin J., Mohammadion B., Mörner N.A., Ota Y., Rogozin E.* Intensity scale ESI 2007 // Memore Descrittive della Carta Geologica d'Italia / Eds.L. Guerrieri, E. Vittori. Rome, Italy: Servizio Geologico d'Italia, Dipartimento Difesa del Suolo, APAT, 2007. V. 74.
9. *Виноградов А.Н., Баранов С.В., Виноградов Ю.А., Асминг В.Э.* Сейсмогенные зоны северной части Балтийского щита // Активные геологические и геофизические процессы в литосфере. Методы средства и результаты изучения. Материалы XII международной конференции 18 – 23 сентября 2006 г. Воронеж, Изд. ВГУ. – 2006. – Т.1. – С. 115–120.
10. *Митрофанов Ф.П.* (ред). Геологическая карта Кольского региона. Масштаб 1:1000000 Апатиты: КНЦ РАН, 2001. 1 л.
11. *Асминг В.Э., Кременецкая Е.О., Виноградов Ю.А., Евтугина З.А.* Использование критериев идентификации взрывов и землетрясений для уточнения оценки сейсмической опасности региона // Вестн. МГТУ. – 2010. – Т. 13. – № 4/2. С. 998–1007.
12. *Толстобров Д.С., Николаева С.Б., Толстоброва А.Н., Костромина Н.А., Шихрина К.А., Пронина А.В., Королева А.О., Комаров А.О.* Литология донных отложений озер на Мурманском побережье Баренцева моря (район хребта Мустатунтури и полуострова Средний, Мурманская область) // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. – Выпуск 8. – Санкт-Петербург, 2021. – С. 235–239.
13. *Romundset A., Bondrevik S.* Propagation of the Storegga tsunami into ice-free lakes along the southern shores of the Barents Sea // Journal of Quaternary Science. – 2011. – Vol. 26, №5. – P. 457–462.
14. *Толстобров Д.С., Толстоброва А.Н., Колька В.В., Корсакова О.П., Субетто Д.А.* Возможные следы голоценовых цунами в озёрных донных отложениях в районе пос. Териберка (Кольский полуостров, Россия) // Труды КарНЦ РАН – №9. – Сер. Лимнология. Океанология. 2018. – С. 92-102.

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УЗЛОВ С АТМОСФЕРОЙ НА УРОВНЕ ТРОПОСФЕРЫ И ЧАСТИЧНО ИОНОСФЕРЫ НА СЕВЕРЕ РУССКОЙ ПЛИТЫ

Полякова Е.В., Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б., Минеев А.Л.

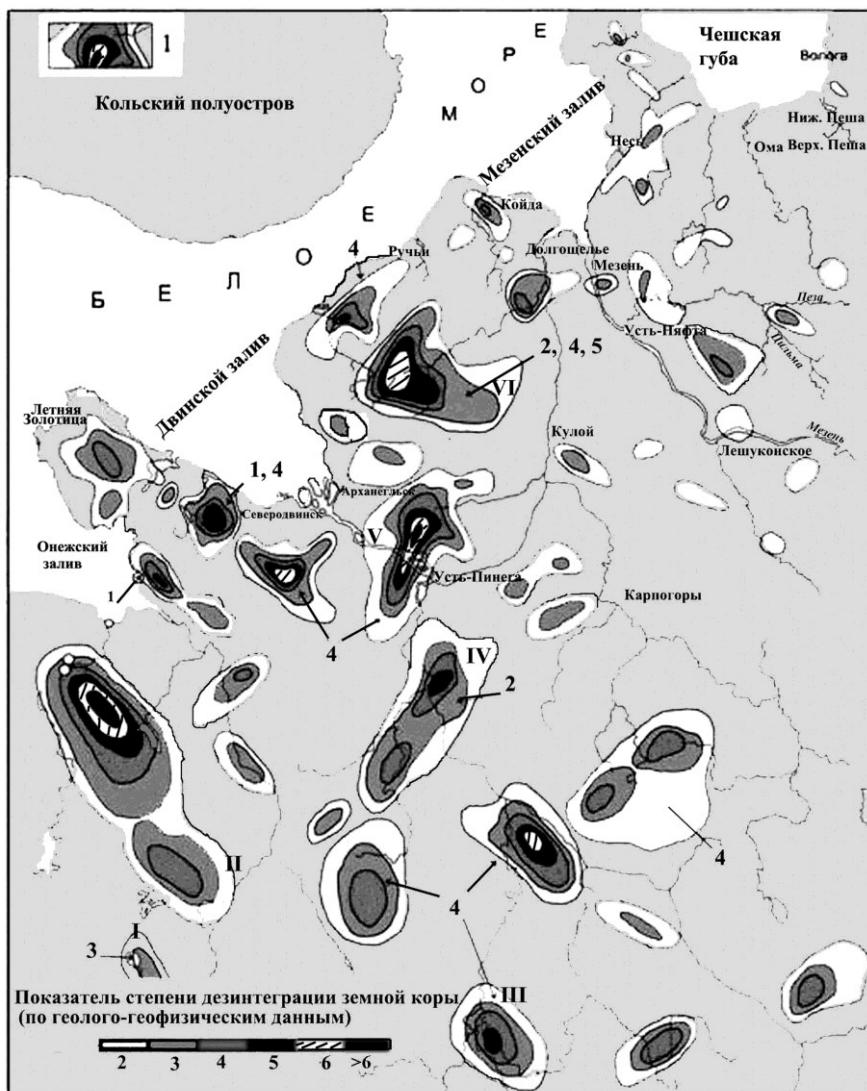
*ФИЦ комплексного изучения Арктики имени академика Н.П. Лаверова УрО РАН,
г. Архангельск, Россия*

Аннотация. В последние десятилетия в научной литературе приводятся данные о влиянии тектонических структур (разломов) на состояние природной среды. В тоже время, исследования межгеосферных процессов, происходящих в области развития узлов пересечения тектонических нарушений, на настоящий момент слабо систематизированы, и за редким исключением не являются результатом многолетних мониторинговых наблюдений. Авторами были проведены исследования 18 тектонических узлов первого порядка на площади Архангельской области, на части которых проводились регулярные мониторинговые исследования. При выделении узлов использовались все имеющиеся на настоящий момент геолого-геофизические материалы м-ба 1:1000000 – 1:50000, которые дополнялись геоморфометрическим анализом цифровой модели рельефа ЦМР и анализом космоматериалов. Исследование взаимодействия тектонических узлов и атмосферы проводились на Вельско-Устьянском, Емецком, Холмогорском и Зимнебережном тектонических узлах. Исследовались: атмосферное давление в приземном слое атмосферы; содержание кислорода и интенсивность сигнала сотовой связи по региональным профилям в движении; количество и плотность осадков; электрические разряды (грозы) в атмосфере; характер облачности на площади всего региона; изменения показаний GPS-станции по профилю, пересекающему тектонический узел, с фиксацией «отскока» трека, говорящего об изменении плотности F-слоя ионосферы за счет повышенной электромагнитной эмиссии тектонического узла. В результате установлено, что в приземном слое атмосферы зафиксирован постоянный «дефицит» атмосферного давления над периферией тектонических узлов (до 25 мбар). Облачность повторяет контур пониженного атмосферного давления и, как следствие, частота и количество выпадения жидких и твердых осадков выше на периферии. На периферии тектонических узлов зафиксированы: изменение электрической проводимости воздуха, выражющееся в отсутствии сигналов сотовой связи, изменение характера короткопериодных магнитных вариаций, искажении («отскоке») сигналов GPS. Полученные нами данные позволяют сделать вывод, что над тектоническими узлами существуют вертикальные каналы межгеосферного взаимодействия, охватывающие всю атмосферу от тропосферы до ионосферы и выше, формируя аномальные погодные условия, влияющие на окружающую среду. Причем эти процессы характерны и для условно тектонически пассивных территорий древних платформ.

Введение. В последние десятилетия в научной литературе приводятся данные о влиянии тектонических структур (разломов) на состояние природной среды. В тоже время, исследования межгеосферных процессов, происходящих в области развития узлов пересечения тектонических нарушений, на настоящий момент слабо систематизированы, и за редким исключением не являются результатом многолетних мониторинговых наблюдений. Большинство сообщений посвящено отдельным фактам проявления этих процессов в геодинамически активных структурах и в значительно меньшей степени на платформенных территориях (особенно древних платформ). Как правило, основное внимание уделяется процессам, происходящим в земной коре, в меньшей мере в атмосфере. Авторами были проведены исследования 18 тектонических узлов первого порядка на площади Архангельской области. Результаты этих исследований приведены в ряде публикаций авторов [1-3 и др.]. Данное сообщение посвящено вопросу взаимодействия тектонических узлов с атмосферой, которое в предыдущих работах почти не освещалось.

Материалы и методика работ. При выделении узлов использовались все имеющиеся на настоящий момент геолого-геофизические материалы м-ба 1:1000000 – 1:50000, которые дополнялись геоморфометрическим анализом цифровой модели рельефа ЦМР и анализом космоматериалов. Методика выделения узлов подробно рассмотрена в работах авторов [2, 4]. Применение этой методики позволило выделить разломы и, как следствие, тектонические узлы как геологические тела, и учесть зону их динамического влияния. В результате было выделено 18 тектонических узлов 1-го порядка (**рис. 1**), на части которых проводились регу-

лярные мониторинговые исследования. Состав наземных мониторинговых исследований и методика их проведения подробно рассмотрены в работе [2].



Римские цифры на схеме – узлы, на которых были проведены мониторинговые исследования (I – Лекимозерский; II – Кенозерский; III – Вельско-Устьянский; IV – Емецкий; V – Холмогорский; VI – Зимнебережный); арабские цифры на схеме: 1 – места гибели морских звезд; 2 – места повышенной дихотомии деревьев и повышенного содержания тяжёлых металлов в коре деревьев; 3 – места массовой гибели рыб; 4 – участки с повышенным содержанием тяжелых металлов в почвах; 5 – участки изменения структуры растительного покрова

Рис. 1. Схема размещения тектонических узлов [2]

Исследование взаимодействия тектонических узлов и атмосферы проводились на Вельско-Устьянском(III); Емецком (IV); Холмогорском (V) и Зимнебережном (VI) тектонических узлах. Выбор конкретных узлов был обусловлен их транспортной доступностью и возможностью проведения постоянных наземных мониторинговых наблюдений, а не только проведения разовых замеров. Полученные результаты были корреспондированы на другие узлы с учетом их ранга и морфометрических [5] и энергетических характеристик [3] с использованием космоматериалов и цифрового моделирования рельефа.

Для исследования процессов взаимодействия узлов и атмосферы из общего комплекса мониторинговых исследований [2] можно выделить следующие:

1) исследование атмосферного давления в приземном слое атмосферы по региональным профилям в движении. Замеры проводились в автомобильном варианте с координатной привязкой. Измерения атмосферного давления производились профессиональной метеостанцией WRM 918H (HUGER GmbH, Germany), с использованием баротермогигрометра (model No BTHR918N) из комплекта метеостанции (дискретность замеров 1 мин). Для избежания влияния прохождения атмосферных фронтов исследования проводились ежемесячно с июня по октябрь с 2000 по 2022 гг. Параллельно по тем же профилям проводилось измерения содержания кислорода (газоанализатор Экопроб 5, производитель RS Dynamics, Чехия) и интенсивности сигнала сотовой связи.

2) Производились измерения количества и плотности осадков с использованием метеостанций WMR-918 H (производитель Huger ltd., Germany) и DAVIS Instruments Vantage Pro2 6162CEU (производитель Davis, USA).

3) Для оценки влияния тектонических структур на электрические разряды в атмосфере было приведено измерение последних грозопеленгатором NexStorm (Boltek, USA). Прибор был размещен на площади Вельско-Устьянского тектонического узла. Максимальный радиус регистрации сигнала – 1200 км, устойчивой регистрации – 600 км. Используемое программное обеспечение – NexStorm™. Прибор позволяет определять местоположение гроз, знак заряда и интенсивность, тип разряда (земля-воздух, воздух-земля), т.е. не только грозовые атмосферные разряды, но и электромагнитного излучение структур. Результаты данные дополнялись и верифицировались с данными сети грозопеленгующих станций ФГУ «Авиолесоохрана» (2006-2010 гг.) и Ведомости лесных пожаров Агентства лесного хозяйства по Архангельской области и НАО за период 2005–2009 гг.

4) С целью получения картины облачности на площади всего региона нами обрабатывались данные ДЗЗ. На региональном уровне были обработаны данные с КА MODIS летнего периода (460 сцен с 2005 по 2009 гг.), с использованием методик, описанной Гансом Кореном [6], и модифицированной авторами [7]. На отдельных узлах проводилось дешифрирование данных с КА Landsat 8 (8-й спектральный канал) и наземные наблюдения. Для расчета плотности облачности использовались данные спутников Sentinel-2; Landsat 8 Collection 1 calibrated top-of-atmosphere (TOA) reflectance и Sentinel-5P TROPOMI. Наиболее корректными оказались данные Sentinel-5P TROPOMI, т.к. имеют гораздо больший охват территории, и снимки содержат данные о доли облачности в каждом пикселе.

5) Фиксировались изменения показаний GPS-станции(Garmin III Plus)по профилю, пересекающему тектонический узел, т.н. «отскока» трека, говорящего об изменении плотности F-слоя ионосферы за счет повышенной электромагнитной эмиссии тектонического узла.

Результаты исследований. В приземном слое атмосферы зафиксирован постоянный «дефицит» атмосферного давления над периферией тектонических узлов (до 25 мбар), говорящий о взаимодействии тектонических узлов и атмосферы в нижнем слое тропосферы. Пространственно это явление приурочено к периферии узлов (**рис. 2**).

Облачность в целом повторяет контур пониженного атмосферного давления (**рис. 3**). Как следствие, частота выпадения жидкых и твердых осадков выше на периферии, а количество на 26% больше, что говорит о взаимодействии на нижнем (слоисто-дождевые, слоисто-кучевые и слоистые облака) и среднем (высококучевые и высокослоистые облака) уровнях тропосферы, что подтверждается и кратным увеличением количества гроз на периферии (в среднем в 4 раза). Т.е. высоту взаимодействия можно оценить в 2-6 км.

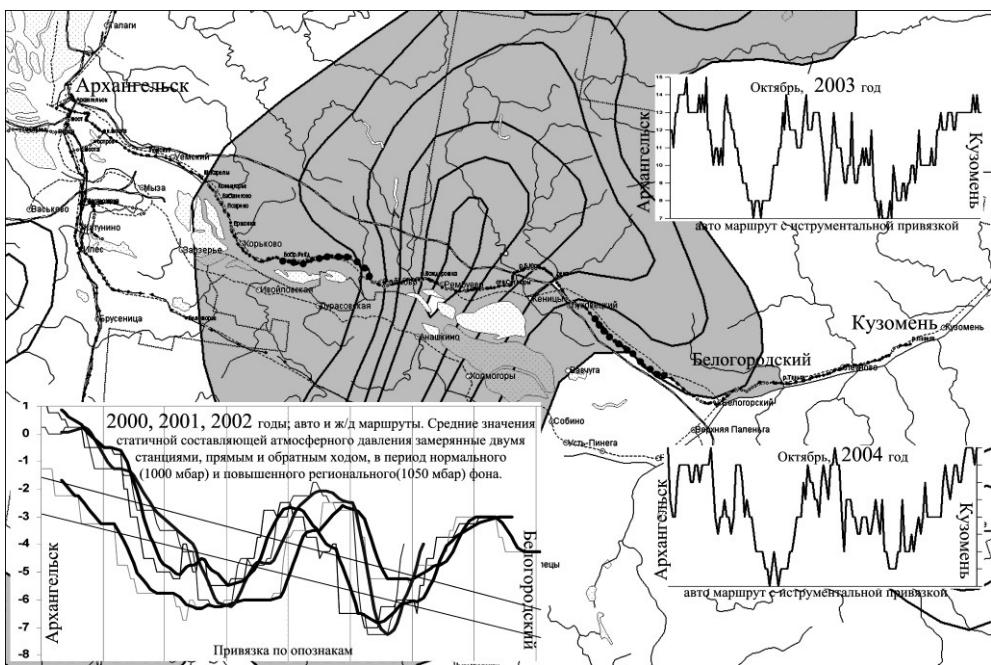
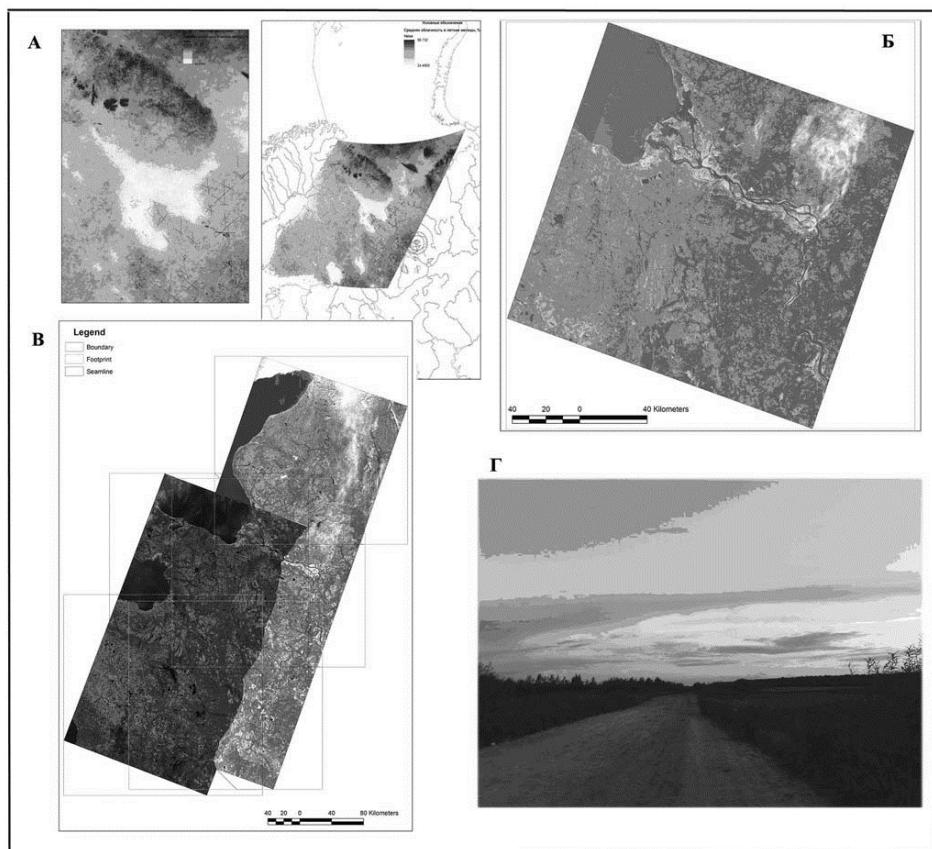


Рис. 2. Пример изменения атмосферного давления на площади Холмогорского тектонического узла. Серым цветом выделена область динамического влияния узла



A – средняя облачность в летние месяцы над пересечением Беломорского мегаблока и Балтийско-Мазенской трансблоковой зоны (надпорядковый тектонический узел) по результатам обработки данных с КА MODIS; Б – облачность над Холмогорским тектоническим узлом (Landsat-8); В – облачность над Зимнебережным тектоническим узлом (Landsat-8); Г – облачность над Холмогорским узлом (наземные наблюдения)

Рис. 3. Характер облачности над тектоническими узлами [7]

Однако, учитывая результаты анализа космоматериалов, на которых отражаются все типы облачности, включая верхний ярус тропосферы (перистые, перисто-кучевые и перисто-слоистые облака), высоту взаимодействия можно условно оценить в 6-13 км. Т.е. процессы взаимодействия охватывают всю тропосферу.

На периферии тектонических узлов зафиксированы: изменение электрической проводимости воздуха, выражющееся в не прохождении сигналов сотовой связи, изменении характера короткопериодных магнитных вариаций, искажении («отскоке») сигналов GPS. По изменению сигнала сотовой связи сделать однозначные выводы о высоте воздействия сделать пока затруднительно, т.к. этот эффект может быть обусловлен как искажением сигнала со спутника связи, так и сигнала с вышки ретранслятора.

Для оценки высоты взаимодействия наиболее интересно зафиксированное искажение («отскока») сигнала GPS на периферии тектонических узлов. Схожее с наблюдаемым нами явлением фиксируется при пересечение аврорального овала в полярных областях, что говорит об изменении электронной плотности ионосферы (область $F2$ с максимумом на высоте 220-320 км) [8], и при подготовке крупных землетрясений с $M \geq 5$ [8]. Однако территория исследований находится на значительном удалении от аврорального овала, и подобные сейсмические события в период наблюдений зафиксированы не были.

В данном случае это явление говорит, скорее всего, об аномальной эмиссии электромагнитного поля в районе тектонического узла. В это же время над тектоническим узлом визуально наблюдалось дугообразное свечение бело-зеленоватого света с северной краевой части узла ограниченной разломом – до южной разломной границы. Ширина дуги примерно 50 метров; граница, направленная к Архангельску (рис. 2), – чёткая линия без размызов белого яркого света; противоположная граница – проявилась бело-зеленым до зелёного свечением с слегка размытой кромкой. Данное явление сохраняло свой вид примерно около часа, а затем стало распадаться в стандартное северное сияние, но с больше интенсивностью и преобладанием вертикального направления. Это еще раз подтверждает факт аномальной эмиссии электромагнитного поля.

Такая возможность подтверждается результатами исследований с КА «Интеркосмос-19». На спутнике «Интеркосмос-19» измерялись интенсивность магнитной и электрической компонент поля низкочастотного излучения на пяти частотах: 140, 450, 800, 4650 и 15000 Гц, потоки низкоэнергетичных электронов и температура ионосферной плазмы на высоте спутника (на витке 1537 высота – 970 км, на других витках – 670 км) [9]. Т.е. мы имеем дело с электромагнитным излучением тектонических узлов при изменении деформационных полей. Механизмы возникновения такого излучения подробно рассмотрены в работе [10]. Явление искажения сигналов GPS вдоль профиля на периферии узла наблюдалось в 2018 и 2022 гг., т.е. через 4 года. Анализ деформационных полей Северо-Атлантического спрединга показал наличие такой же 4-летней циклической составляющей [11]. Вряд ли такое временное совпадение случайно.

Следует отметить, что все вышеперечисленные явления пространственно приурочены к периферии тектонических узлов. Анализ характера рассчитанных нами базисных и разностных поверхностей рельефа [3, 12] показал, что максимальные современные подвижки земной коры на локальной уровне (4-5 и 5-6 порядков) приурочены к периферии тектонических узлов и только поверхности высокого уровня генерализации 6-7 и 7-8 порядков отражают узлы, как единые структуры.

Выводы. Полученные нами данные позволяют сделать вывод, что над тектоническими узлами существуют вертикальные каналы межгеосферного взаимодействия, охватывающие всю атмосферу от тропосферы до ионосферы и выше, формируя аномальные погодные условия, влияющие на окружающую среду. Причем эти процессы характерны и для условно тектонически пассивных территорий древних платформ.

Исследования проведены в рамках государственного задания № 122011300380-5 Федерального исследовательского центра комплексного изучения Арктики им. Н.П. Лаверова Уральского отделения Российской академии наук

Литература.

1. Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б. Комплексная модель процессов межгеосферного взаимодействия в тектонических узлах Севера Русской плиты // Альманах Пространство и Время. 2012. - Т. 1. - Вып. 1. [Электронное научное издание]. URL: <https://www.elibrary.ru/download>(дата обращения 15.09.2022).
2. Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б., Неверов Н.А. Новые данные о влиянии тектонических узлов на состояние окружающей среды на севере Русской плиты // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2020. - № 5. - С. 12-24. (а).
3. Кутинов Ю. Г., Чистова З. Б., Минеев А. Л., Полякова Е. В., Неверов Н. А. Результаты мониторинговых исследований процессов межгеосферного взаимодействия в тектонических узлах севера Русской плиты // Динамические процессы в геосферах. – 2022. – Т. 14. – № 2. С. 10-24. DOI: 10.26006/29490995_2022_14_2_10.
4. Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б., Полякова Е.В., Минеев А.Л. Применение цифровых моделей рельефа (ЦМР) для выделения тектонических структур древних платформ (на примере северо-запада Русской плиты). Пенза: «Социосфера».2020. - 378 с.
5. Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б., Полякова Е.В., Минеев А.Л. Цифровое моделирование рельефа для прогноза площадей перспективных на нефть и алмазы // Актуальные проблемы нефти и газа. 2019. Вып. 1(24). <https://doi.org/10.29222/ipng.2078-5712.2019-24.art8>
6. Hans Koren. Cloud detection in MODIS images. NR note SAMBA/28/09, 2009. - 33 р.
7. Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б., Гофаров М.Ю., Минеев А.Л. Современная тектоническая активность Кандалакшского грабена по комплексу данных // Вестн. САФУ. Сер. Естеств. Науки. 2013. - № 4. - С. 21-29.
8. Бондур В. Г., Смирнов В. М. Метод мониторинга сейсмоактивных территорий по ионосферным вариациям, регистрируемым спутниковыми навигационными системами // ДАН, 2005. - Т. 402. - № 5. - С. 675-679.
9. Ларкина В. И., Мигулин В. В., Сергеева Н. Г., Сенин Б. В. Электромагнитное излучение над глубинными разломами литосферы по измерениям на спутнике // ДАН, 1998. - Т. 300. - № 6. - С. 814-818
10. Лосева Т.В., Кузьмичева М.Ю., Спивак А.А. Модель генерации электрических и магнитных импульсов при стесненном повороте блоков земной коры // Проблемы взаимодействия геосфер. Сборник научных трудов ИДГ РАН. М.: ГЕОС, 2009. - С. 250-259.
11. Юдахин Ф. Н., Щукин Ю. К., Макаров В. И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург: изд-во УрО РАН, 2003. - 299 с.
12. Полякова Е. В., Кутинов Ю. Г., Минеев А. Л., Чистова З. Б. Алгоритм расчёта базисных поверхностей на основе цифровой модели рельефа в программном обеспечении SAGA GIS (на примере Архангельской области) // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2023. Т. 20. № 3. - С. 104–115. DOI: 10.21046/2070-7401-2023-20-3-104-115.

ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АЛТАЕ-САЯНСКОГО РЕГИОНА ПО ДАННЫМ МОВЗ И МТЗ (НА ПРИМЕРЕ УСТЬ-КОКСИНСКОЙ ЗОНЫ ВОЗ)

Ракитов В.А.¹, Александрова Е.Д.², Костюченко С.Л.³, Маухин А.В.¹, Недядько В.В.¹,
Лаврик Е.В.¹, Чернышев Ю.Г.¹

¹ Филиал АО «ВНИИГеофизика»-Центр ГЕОН, г. Москва, Россия

² ООО «Северо-Запад», г. Москва, Россия

³ ОOO«Росгео», г. Москва, Россия

Введение. В период 2002-2015 гг. филиаломАО «ВНИИГеофизика»-Центр ГЕОН, входившим в состав АО «Росгеология», совместно с ГПКК «КНИИГиМС» (г. Красноярск) и ООО «Северо-Запад» на сейсмоактивной территории юга Сибири были выполнены работы методами обменных волн землетрясений (МОВЗ) и магнитотеллурических зондирований (МТЗ) вдоль сети региональных профилей общей протяженностью около 5 000 пог. км [1]. Работы проводились по заданиям ФГУГП «Гидроспецгеология» (г. Москва) и Департамента Федерального агентства по недропользованию «Сибнедра» (г. Новосибирск) с целью создания геолого-геофизической модели строения земной коры для оценки сейсмогеодинамического состояния среды. Полученные результаты рассматриваются в качестве глубинной геолого-геофизической основы для обеспечения работ по детальному сейсмическому районированию, обоснования выбора пунктов сейсмического мониторинга и оптимизации существующих локальных сетей.

Особенности строения земной коры юго-западного Алтая установлены по результатам работ 2015 года методами МОВЗ и МТЗ вдоль субмеридионального профиля Сычевка-Усть-Кан-госграница протяженностью 270 пог. км. Расположение профиля на схеме геолого-структурного районирования Алтае-Саянской складчатой области [2] представлено на рис. 1.

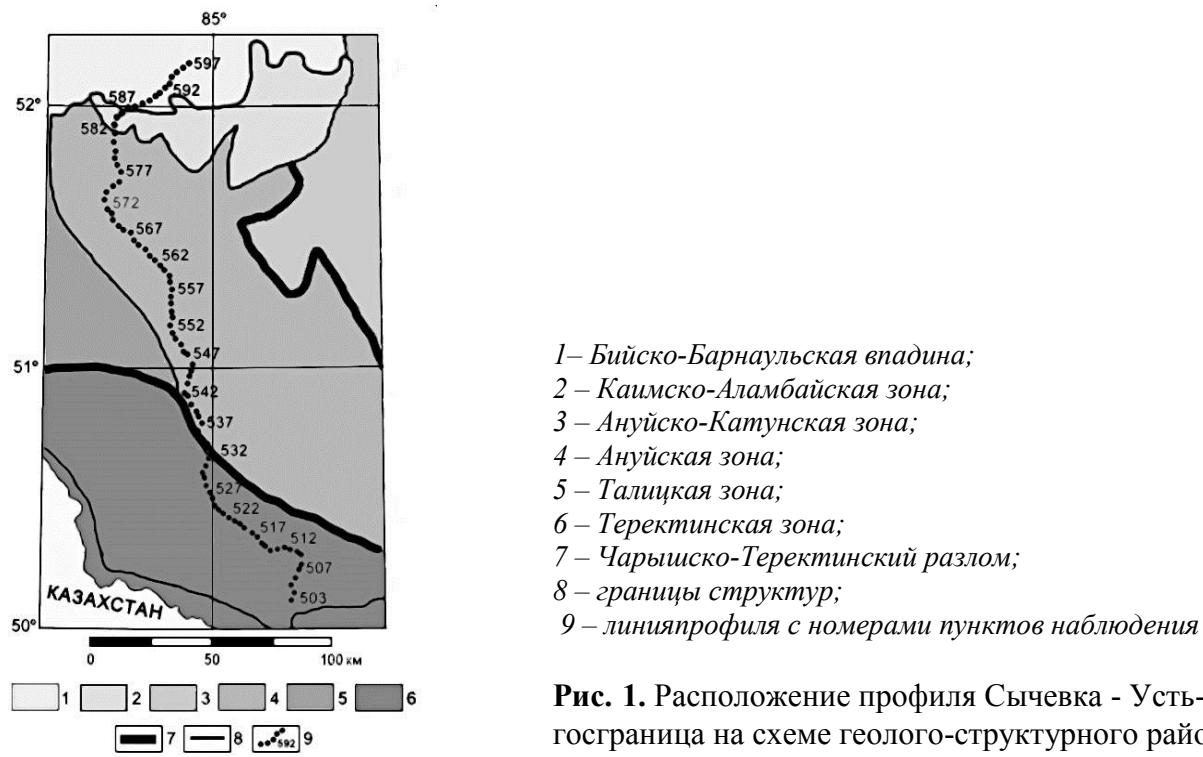


Рис. 1. Расположение профиля Сычевка - Усть-Кан - госграница на схеме геолого-структурного районирования [2]

Северная часть профиля пересекает Бийско-Барнаульскую впадину, в пределах которой палеозойские породы фундамента перекрыты мезозойско-кайнозойскими отложениями. Далее на юг располагается Салаиро-Алтайская складчатая система в составе Каймско-Аламбайской и Ануйской складчатых зон, в строении которых участвуют два структурных этажа. Первый сложен флишоидами верхнего кембрия – нижнего ордовика и терригенно-карбонатными породами среднего ордовика-силура. Второй этаж представлен вулканитами, черносланцевыми и молассовыми отложениями девона, смятыми в брахиморфные складки и прорванными массивами герцинских гранитоидов.

В южной части района работ профиль пересекает Теректинскую складчатую зону, которая входит в Монголо-Алтайскую складчатую систему и отделяется Чарышско-Теректинским региональным разломом. Основание разреза на этом участке слагает теректинский метаморфический комплекс, который относится к докембрию и, по-видимому, к нижнему протерозою. Выше располагаются зеленокаменные эффузивные толщи кембрия.

Согласно карте ОСР-97-В профиль располагается в зоне с интенсивностью сотрясений до 9 баллов. Высокая сейсмичность свойственна также прилегающей к России области северо-восточного Казахстана, где установлена цепь землетрясений вдоль Монгольского Алтая через западную границу плато Укок к Катунскому хребту и далее от него к Коксуйскому хребту. На российской территории она проявляется в выделенной специалистами ГПКК «КНИИГиМС» (Сибгатулин, 2006) Усть-Коксинской зоне ВОЗ (рис. 2).



Рис. 2. Расположение профиля Сычевка - Усть-Кан - госграницана основе карты ОСР-97-В

К наиболее крупным проявлениям сейсмической активности в прилегающих к району работ зонах относятся произошедшие в 1990 г. Зайсанское землетрясение с $M_s=6.9$ (А. Нурмагамбетов, А. Садыков и др., Казахстанский национальный центр данных, <https://kndc.kz> › docs › earthquakes › zaisan; дата обращения 29.07.2023) и в 2003 г. – Алтайское (Чуйское) землетрясение с $M_s=7.3$ (Новости Горного Алтая, <https://www.gorno-altaisk.info> › news; дата обращения 29.07.2023).

Методика полевых наблюдений, обработка и интерпретация. Регистрация упругих колебаний от близких и удаленных землетрясений (МОВЗ) на профиле производилась в частотном диапазоне 0.3 – 15.0 Гц по методике точечного профилирования с расстоянием между пунктами наблюдений 3 км. Использовались 24-разрядные четырехканальные станции типа «Дельта-Геон» (ООО «Логис») в комплекте с трехкомпонентными сейсмоприемниками СК-1П (завод «Казгеофизприбор»). Электроразведочные работы методом МТЗ проводились на совмещенных с МОВЗ пунктах наблюдений и дополнительно между ними с шагом 1 км. Регистрация МТ- поля осуществлялась аппаратурой MTU фирмы «Phoenix Geophysics» в диапазоне периодов от $2 \cdot 10^{-3}$ до 10^4 с.

Обработка данных МОВЗ. Полученные записи P , S и PS -волн удаленных и близких землетрясений обрабатывались по принятой в Центре ГЕОН методике [3] с целью составления сейсмического разреза, определения параметров очагов близких землетрясений (координаты, глубины, магнитуды), скоростных характеристик среды и ее поглощающих свойств, рассчитанных по изменениям с расстоянием амплитудно-частотных спектров P -волн от близких землетрясений.

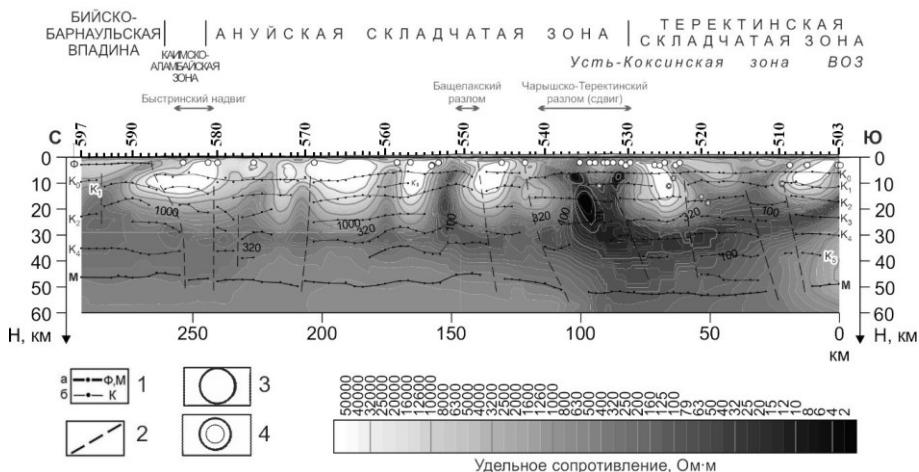
Для построения сейсмического разреза использовалась технология приемных функций PRF в модификации продольных волн [4]. При расчете индивидуальных приемных функций применялись процедуры, реализованные в программном пакете DeltaApps (*автор С.У. Кухмазов, Центр ГЕОН*). Вдоль профиля (по временному разрезу) осуществлялась фазовая корреляция протяженных групп обменных волн, связанных с границами в коре и выявлялись особенности волновой картины, обусловленные геологическим строением и физическим состоянием среды.

Преобразование временного разреза в глубинный проводилось с использованием обобщенных скоростных параметров, полученных по данным обращения гидографов рефрагированных P и S волн от зарегистрированных близких землетрясений (*автор программы В.Ю. Бурмин, ИФЗ РАН*), а также результатов ранее выполненных работ ГСЗ вдоль геотрассера «Базальт» и региональных профилей МОВЗ, отработанных с использованием специальных и промышленных взрывов в прилегающих районах [5]. Начальная глубинно-скоростная модель уточнялась путем решения прямой кинематической задачи сейсмики в модификации обменных волн с применением программы RayInvr по алгоритму лучевого трассирования Zelt [6]. Применялась ее версия, включенная в интерактивную оболочку Seiswide (*Dr. Deping Chian*), работающую в операционной системе Windows.

Обработка данных МТЗ. Обработка данных МТЗ производилась в два этапа. Первичная обработка выполнялась непосредственно в поле, что позволяло контролировать качество получаемого материала и своевременно вносить корректировки в методику наблюдения, а также отбраковывать некачественные материалы. Для первичной обработки использовался комплекс программ SSMT-2000, поставляемых в комплекте с аппаратурой фирмы «Phoenix Geophysics», углубленная обработка проводилась в программе MT-Corrector (ООО «Северо-Запад»). Далее проводился анализ тензора импеданса с целью определения размерности геоэлектрических структур, проявляющихся в МТ-данных. Он показал, что на рассматриваемом профиле среда в целом отвечает двумерной модели. На заключительном этапе выполнялась 2D инверсия в программе MT 2D Tools (ООО «Северо-Запад») с использованием алгоритма R. Mackie [7].

Строение земной коры юго-западного Алтая по данным МОВЗ и МТЗ. Комбинированный сейсмогеоэлектрический разрез земной коры до глубины 60 км, составленный по результатам интерпретации данных МОВЗ и 2D инверсии данных МТЗ, представлен на **рис. 3**. На разрез снесены очаги землетрясений по данным сейсмологических каталогов, а также зарегистрированных локальных землетрясений в полосе профиля шириной 40 км. По сейсмическим данным установлена слоисто-блоковая структура земной коры, отчетливо дифференцированная по латерали и вертикали. Особенности изменения волнового поля позволяют выделить вдоль профиля с севера на юг блоки, отвечающие Бийско-Барнаульской впадине, Каим-

ско-Аламбайской, Ануйской и Теректинской складчатым зонам, разделенных глубинными разломами.



Шкала обозначает градации удельных сопротивлений ($\text{Ом}\cdot\text{м}$)

1 – сейсмические границы по данным МОВЗ: а) поверхности кристаллического фундамента (Φ) и Мохо (M), б) сейсмические границы в земной коре (K_0 - K_5); 2 – разрывные нарушения по данным МОВЗ; 3 – проекции очагов землетрясений по данным сейсмологических каталогов; 4 – проекции очагов зарегистрированных локальных землетрясений ($M=1.5-2.5$)

Рис. 3. Сейсмогеоэлектрический разрез земной коры вдоль профиля
Сычевка - Усть-Кан - госграница

В глубинном разрезе вдоль профиля прослежена поверхность фундамента (в пределах Байско-Барнаульской впадины), поверхность Мохо и ряд границ в толще консолидированной части коры. Региональными границами K_{2-3} и K_4 , залегающими на глубинах 17-25 и 30-35 км соответственно, консолидированная кора делится на три слоя: верхний - мощностью 15-25 км; средний - мощностью 8-13 км и нижний - мощностью 10-20 км. Верхняя и средняя кора характеризуется скоростями $Vp=6.0-6.2 \text{ км}/\text{s}$ в кровле и $6.5-6.6 \text{ км}/\text{s}$ вблизи подошвы. Нижняя кора отличается скоростями, равными $Vp=6.8-7.0 \text{ км}/\text{s}$ в верхней части и до $7.0-7.1 \text{ км}/\text{s}$ в нижней. Мощность земной коры увеличивается в направлении с севера на юг от 45 до 53 км преимущественно за счет увеличения толщины нижнего слоя.

По геоэлектрическим данным верхняя часть разреза характеризуется преимущественно высокими сопротивлениями (тысячи $\text{Ом}\cdot\text{м}$) с отдельными субвертикальными зонами повышенной проводимости. В южной части профиля (тт. 503-530) подошва верхнего геоэлектрического слоя погружается в северном направлении от 15 до 25-30 км. В интервале тт. 543-565 она залегает преимущественно на глубинах 20-27 км, а затем поднимается до 15-20 км к северному окончанию профиля (тт. 570-597). В этой части разреза подошва высокоомной верхней коры в целом соответствует границе K_2 . В средней и нижней части коры сопротивление практически по всему профилю составляет десятки – первые сотни $\text{Ом}\cdot\text{м}$. В основании геоэлектрического разреза преимущественно ниже границы M сопротивление вновь повышается до первых сотен $\text{Ом}\cdot\text{м}$, что отвечает кривым изменения сопротивления с глубиной, характерных для «горячих» активных регионов. На севере региона повышение сопротивления происходит на глубинах около 40 км, в районе южного окончания профиля – на 25-30 км.

Выделяются два основных типа аномалий повышенной электрической проводимости. К первому типу относятся субвертикальные относительно проводящие зоны в верхней коре, разделяющие ее отдельные высокоомные блоки. В южной части профиля (тт. 509-524) наблюдаются три таких зоны. Сопротивление в них понижается до 200-500 $\text{Ом}\cdot\text{м}$. Аномалии подходят практически к поверхности земли и в зоне их контакта с участками повышенных сопротивлений концентрируются мелкофокусные землетрясения. Наиболее яркая аномалия,

совпадающая с Чарышско-Теректинским разломом, располагается в интервале тт. 530-540. Концентрация большого количества землетрясений в его зоне свидетельствует о ее связи с повышенной сейсмической активностью. Севернее, в интервале тт. 550-552, выделяется субвертикальная проводящая зона с сопротивлением около 50-100 $\text{Ом}\cdot\text{м}$. Появление этого проводника может быть связано с приближением профиля к Башелакскому разлому. В верхней части разреза на северном контакте аномалии с высокоомным блоком располагается группа мелкофокусных очагов землетрясений, что может свидетельствовать о его активности. Близкую природу может иметь аномалия, прослеженная в интервале тт. 558-560. На границе с Бийско-Барнаульской впадиной на геоэлектрическом разрезе выделяется наклонная проводящая зона (200-500 $\text{Ом}\cdot\text{м}$) с падением в северном направлении. Ее выход к поверхности (под осадки впадины) соответствует положению известного по геологическим данным Быстринского надвига с приуроченными к нему очагами землетрясений.

Второй тип аномалий повышенной проводимости представлен залегающими субгоризонтально или со слабым наклоном протяженными зонами в средней коре. В отдельных случаях они распространяются на более глубокие горизонты. Сопротивление в таких зонах понижается до первых – нескольких десятков $\text{Ом}\cdot\text{м}$ (тт. 503-540).

По полученным данным, наибольшей неоднородностью геоэлектрических характеристик характеризуется разрез земной коры Усть-Коксинской зоны ВОЗ, а наиболее сильные проводящие аномалии первого типа приурочены к региональному Чарышско-Теректинскому разлому на границе между Теректинской и Ануйской складчатыми зонами (тт. 530-542).

Выводы. По результатам проведенных исследований методами МОВЗ и МТЗ изучено глубинное строение юго-западной части Горного Алтая. Получена новая информация о слоисто-блоковой делимости земной коры до глубины 60 км.

Для Усть-Коксинской зоны ВОЗ, характеризующейся наличием очагов землетрясений с магнитудами $M=1.5-4.9$ на глубинах от 3-5 до 15-17 км, установлены особенности строения земной коры, к которым относятся: ее максимальная мощность, достигающая 53 км; концентрация интенсивных субвертикальных аномалий повышенной проводимости и присутствие зоны пониженного сопротивления в средней и нижней части коры; повышенные значения коэффициента поглощения сейсмической энергии $K=3.90-4.84\cdot10^{-3} \text{ с}\cdot\text{км}^{-1}$ по сравнению с более низкими значениями $K=2.82-3.25\cdot10^{-3} \text{ с}\cdot\text{км}^{-1}$ на остальной территории;

Полученные данные свидетельствуют о приуроченности мелкофокусных землетрясений к участкам контакта аномалий высокой электропроводности и высокоомных блоков в верхней коре.

Литература.

1. Костюченко С.Л., Маухин А.В., Кадурик И.Н., Ракитов В.А., Чернышев Ю.Г. К 50-летнему юбилею деятельности Центра ГЕОН// Разведка и охрана недр. – 2018. – № 2. – С. 28–37.
2. Шокальский С.П., Бабин Г.А. Схема геолого-структурного районирования Алтая-Саянской складчатой области м-ба 1:2 500 000/Из комплекта материалов к серийной легенде гос. геол. карты России. Серия Алтая-Саянская. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2013.
3. Ганжа О.Ю., Кухмазов С.У., Ракитов В.А., Чернышев Ю.Г. Особенности цифровой обработки записей взрывов и землетрясений на опорных и региональных профилях ГСЗ и МОВЗ // Разведка и охрана недр. – 2019. – № 9. – С. 27–35.
4. Vinnik L.P. Detection of waves converted from P to SV in the mantle// Phys. Earth and Planet. Inter. – 1977. – V. 15. – P. 39–45.
5. Эглис Е.И., Булин Н.К., Бубнова В.И. Скоростные параметры глубинного разреза территории юго-западного Алтая по данным регистрации промышленных взрывов // Геология и геофизика. – 1969. – № 8. – С. 91–97.
6. Zelt C.A., Smith R.B. Seismic travelttime inversion for 2-D crustal velocity structure// Geophys. J. Int. – 1992. – V. 108. – P. 16–34.
7. Rodi W., Mackie R.L. Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion// Geophysics. – 2001. – V. 66. – P. 174–187.

ПРОБЛЕМА ВЫБОРА ОБОРУДОВАНИЯ ДЛЯ СЕЙСМИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА ТЕРРИТОРИИ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

Сафонич И.Н., Иванков О.Е.

ФИЦ «Единая геофизическая служба РАН», г. Воронеж, Россия

Аннотация. Рассмотрена проблема обоснованного выбора сейсмического оборудования для мониторинга платформенной территории (Воронежского кристаллического массива), характеризующейся слабой сейсмичностью. Представлен вариант тестирования комплектов сейсмического оборудования по регулярным фоновым колебаниям, который проверен на конкретном оборудовании: регистраторе Байкал-8 с широкополосным сейсмоприемником СМЕ-4311 и короткопериодными MTSS1001.

Введение. Активное развитие сейсмологического мониторинга на территориях ранее считавшихся асейсмическими показало, что землетрясения там тоже наблюдаются, однако по сравнению с сейсмически активными территориями, они являются слабыми. На территории Воронежского кристаллического массива (ВКМ) за 25 лет наблюдений зарегистрировано только одно землетрясение магнитудой 3 [1]. В тоже время такая магнитуда на сейсмически активной территории является нижней границей для включения землетрясения в ежегодные каталоги.

Отсутствие сейсмологического мониторинга в XX веке на считавшихся ранее асейсмичными территориями, привело к тому, что сейсмогенерирующие структуры на этих территориях остаются до сих пор неизученными. Мониторинг, проводимый на территории ВКМ, показал, что эпицентры местных землетрясений в большинстве своем не привязаны к разломным зонам, информация о которых получена в результате проведения многочисленных геолого-геофизических работ, выполненных на исследуемой территории в «советское» время. Именно наличие так называемой «рассеянной» сейсмичности [2] отличает слабосейсмичную территорию от сейсмически активной, что делает её сейсмическое районирование стандартными методами менее достоверным. То есть даже не сильное землетрясение, которое может произойти в «неудачное» время и в «неудачном» месте для слабосейсмичной, густозаселенной территории, на которой располагаются объекты повышенной экологической ответственности, существенно повышает риск ЧС.

К тому же, приведенный в приложении 3 руководства по безопасности РБ-142-18 пример графика повторяемости, показывает, что для Ленинградской АЭС сейсмическое событие с магнитудой 1 генерируется геологической средой в течение одного года на территории площадью 1000 км^2 [3]. Для получения объективной оценки сейсмической активности необходимо в год мониторинговой сети регистрировать значимое число землетрясений. Для этого порог чувствительности сети должен быть $M=-1$. Т.е. оборудование сети необходимо регистрировать волны от сейсмических событий с амплитудами сравнимыми с «фоновыми». В тоже время на сейсмически активной территории актуальна обратная задача – регистрации «сильных» сейсмических событий. *Таким образом, видно, что на сейсмически активной и слабосейсмичной территории подходы к организации сети, а также выбору сейсмологического оборудования и его характеристик должны принципиально отличаться.*

Проблема. Известно, что для локации слабых сейсмических событий необходимо иметь более густую сеть станций, т.е. необходимо больше сейсмических станций на единицу площади, чем для сейсмически активной территории. Это является экономически затратным, особенно в случае использования дорогостоящего, импортного сейсмологического оборудования. Поэтому для снижения затрат и повышения эффективности используется широкодоступное сейсмическое оборудование Российского производства, которое в избытке представ-

лено на Российском рынке. Хороший обзор их приведён в работе [4]. Также информацию о конкретном оборудовании можно найти в статьях и на сайтах производителей. То есть существует много «разнообразного» сейсмического оборудования, которое успешно применяется для решения отдельных задач при проведении различных сейсмических исследований.

Выбор из такого многообразия, оборудования для мониторинга слабосейсмичной территории является трудной задачей, в решении которой нельзя полагаться даже на оборудование, внесенное в реестр средств измерений. Это связано с тем, что его поверка происходит на достаточно сильном (по амплитуде) сигнале, который существенно (минимум на два порядка) выше, чем фоновые колебания в пунктах наблюдений локальной сети [5], а, следовательно, *она не может гарантировать комплекту оборудования возможность регистрации волн от слабых сейсмических событий*.

Корень проблемы в том, что имеющееся доступное по цене сейсмическое оборудование имеет различный уровень собственного шума сейсмометрического канала, который в случае регистрации сильных сейсмических событий не оказывает на результат ни какого влияния. В тоже время амплитуда волн слабого сейсмического события может быть ниже уровня шума сейсмометрического канала, т.е. «утонуть в шуме», *что впоследствии может повлиять на правильность оценки сейсмической активности слабосейсмичной территории*.

Методический подход к решению проблемы. Основная идея заключается в использовании для тестирования каналов оборудования регулярный сейсмический сигнал малой амплитуды [5]. Так как создать искусственно малые амплитуды колебаний на стенде невозможно. Остается использовать имеющийся единственный регулярный «сигнал» – фоновые колебания. Несмотря на то, что форма колебания заранее не известна, но по факту получения идентичных одномоментных записей одинаково ориентированных каналов автоматически подтверждается отсутствие на записях шумовой составляющей, **особенно при сравнении записей сделанных разнотипным оборудованием**.

Однако, используя неизвестный сигнал для тестирования, в отличие от известного, можно получить лишь подтверждение идентичности работы комплектов тестируемого оборудования, но в случае её отсутствия определить какой из двух комплектов работает правильно, а какой нет при небольших расхождениях достаточно затруднительно. В случае большего числа тестируемых комплектов правильным можно считать те, каналы которых работают идентично (отсутствует или не значительная шумовая составляющая), т.к. у разных комплектов вероятность «одинаковых проблем» ничтожно мала.

Таким образом, для оценки работы сейсмометрических каналов на слабом сигнале предлагается использовать запись регулярных колебаний создаваемых фоновым микросейсмическим полем в пункте наблюдения (ночное время). Их регистрация возможна только в случае использования оборудования с минимальным уровнем собственного шума сейсмометрического канала, который в рабочей полосе частот ниже уровня амплитуд колебания микросейсмического фона в пункте наблюдения.

Оценка необходимых параметров сейсмометрических каналов. Мониторинг, проводимый на территории ВКМ, показал, что характерной особенностью амплитудного состава фоновых колебаний является минимум амплитуд на вертикальной составляющей в окрестности частоты 1 Гц ($0.6\text{--}1.5 \text{ Гц}$) [6], который в размерности моделей сейсмического шума Дж. Петерсона [7] опускается ниже минус 150 дБ (**рис. 1**). Тогда для организации локальной сети сейсмических станций на территории ВКМ нужно использовать оборудование, собственный шум которого во всей рабочей полосе частот ниже «минус» 155 дБ в размерности модели Дж. Петерсона $\{(m^2/c^4)/\text{Гц}\}$. Используем его в качестве одной из границ. Рассчитаем для частоты 1 Гц соответствующую ей амплитуду скорости (2.8 нм/с), которую цена деления сейсмометрического канала не должна превышать.

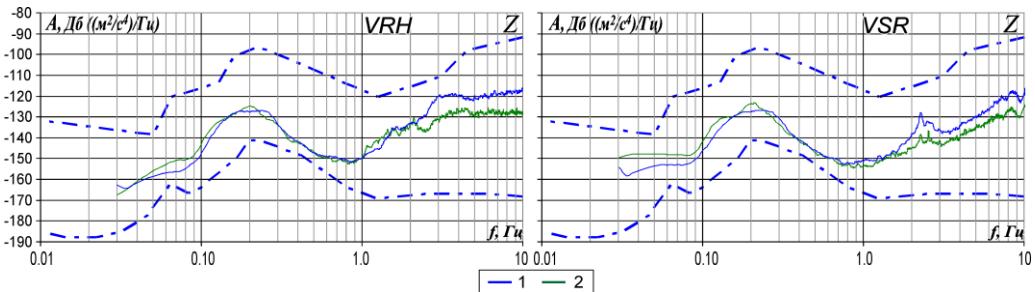


Рис. 1. Сравнение осреднённых амплитудных спектров свободных от помех 5-минутных фрагментов в дневное (1) и ночное (2) время на станциях региональной сети «Новохоперск» (VRH) и «Сторожевое» (VSR) с моделями сейсмического шума Дж. Петерсона NLNM и NHNM [6]

На **рис. 1** видно, что нижняя граница модели (NLNM) на частоте 1 Гц находится возле «минус» 170 дБ. При аналогичном пересчёте из ускорений это соответствует значению амплитуды скорости 0.5 нм/с . В результате оптимальным можно считать диапазон значений цены деления от 0.5 до 2.8 нм/с , а её обратная величина коэффициент преобразования ($K_{\text{пр}}$) от 360 до $2000 \text{ отсч/(мкм/с)}$, что теоретически должно обеспечивать возможность регистрации фоновых колебаний в пунктах наблюдений на территории ВКМ.

Теперь оценим максимальную амплитуду, которую можно зарегистрировать сейсмометрическим каналом с ценой деления 2 нм/с на один отсчёт (500 отсч/(мкм/с)) и с эффективной разрядностью АЦП 24 разряда. Регистрируемая максимальная амплитуда при этом составит примерно 16 мм/с . По паспорту сейсмоприёмника СМ-ЗКВ максимально регистрируемая амплитуда составляет 5 см/с [8]. Это больше, чем рассчитанное значение регистрируемой амплитуды, что обеспечивает линейность преобразования во всём динамическом диапазоне сейсмометрического канала регистратора.

Если предполагается регистрация сейсмических событий большей амплитуды, то при установке верхней границы цены деления 2.8 нм/с (360 отсч/(мкм/с)) максимальная амплитуда составит примерно 23 мм/с , но фоновая составляющая будет регистрироваться на «пределе возможностей». **В связи с тем, что на территории ВКМ основной задачей является регистрация низкомагнитудных сейсмических событий, то наиболее оптимальным коэффициентом преобразования сейсмометрического канала можно считать диапазон от 500 до 2000 отсч/(мкм/с).**

Выбор новых комплектов оборудования. На основании изложенного выше для сейсмической сети на территории ВКМ рассмотрим тестирование нового варианта комплектации на базе регистратора «Байкал-8» с широкополосным трёхкомпонентным электронно-молекулярным сейсмометром СМЕ-4311 и короткопериодными однокомпонентными электронно-молекулярными сейсмометрами MTSS-1001. Согласно паспортам на сейсмоприёмники, их коэффициенты преобразования равны 4000 В/(м/с) для СМЕ-4311, и 250 В/(м/с) —для MTSS-1001. Регистратор по входу имеет два варианта подключения с делителем и без него, что соответствует цене деления 1.515 и 0.303 мкВ/отсч . Для получения максимально близких к оптимальным коэффициентам преобразования каналов СМЕ-4311 подключался через делитель, а MTSS-1001 – без делителя, что соответствует коэффициентам преобразования сейсмометрических каналов 2570 и 825 отсч/(мкм/с) и должно обеспечивать регистрацию регулярных фоновых колебаний.

Для тестирования выбрана сейсмическая станция «Воронеж», фоновые колебания которой имеют не самые низкие значения, но на начальном уровне проверки. Её доступность позволяет оперативно решать технические вопросы и однозначно отсеять совсем не подходящее оборудование. Для получения большей «статистической значимости» тестились одновременно три комплекта оборудования на базе регистратора «Байкал-8». В качестве те-

стовой использовался комплект на базе регистратора UGRA с сейсмоприёмниками СМ-3КВ, для контроля «регулярности» фоновых колебаний использовались записи оборудования на базе регистратора SDAS с двумя комплектами сейсмоприёмников СМ-3КВ и СМ-3ОС. Идентичность их работы с тестовой станцией гарантировало получения достоверной записи регулярных сейсмических колебаний постамента. Таким образом, в качестве «истинной» записи фоновых колебаний при тестировании новых комплектов оборудования рассматривалась запись регистратора UGRA с сейсмоприёмниками СМ-3КВ.

На **рис. 2.** показан общий вид оборудования, установленного для сверки на сейсмической станции «Воронеж», а также для информации приведены нормированные АЧХ каналов с сейсмоприёмниками различных типов при разной частоте дискретизации. Ориентация широкополосных сейсмометров и сейсмометров сверочной станции производилась по сторонам света. Все короткопериодные однокомпонентные сейсмометры MTSS-1001 были ориентированы вертикально. Синхронизация по времени производилась от своих антенн GPS.

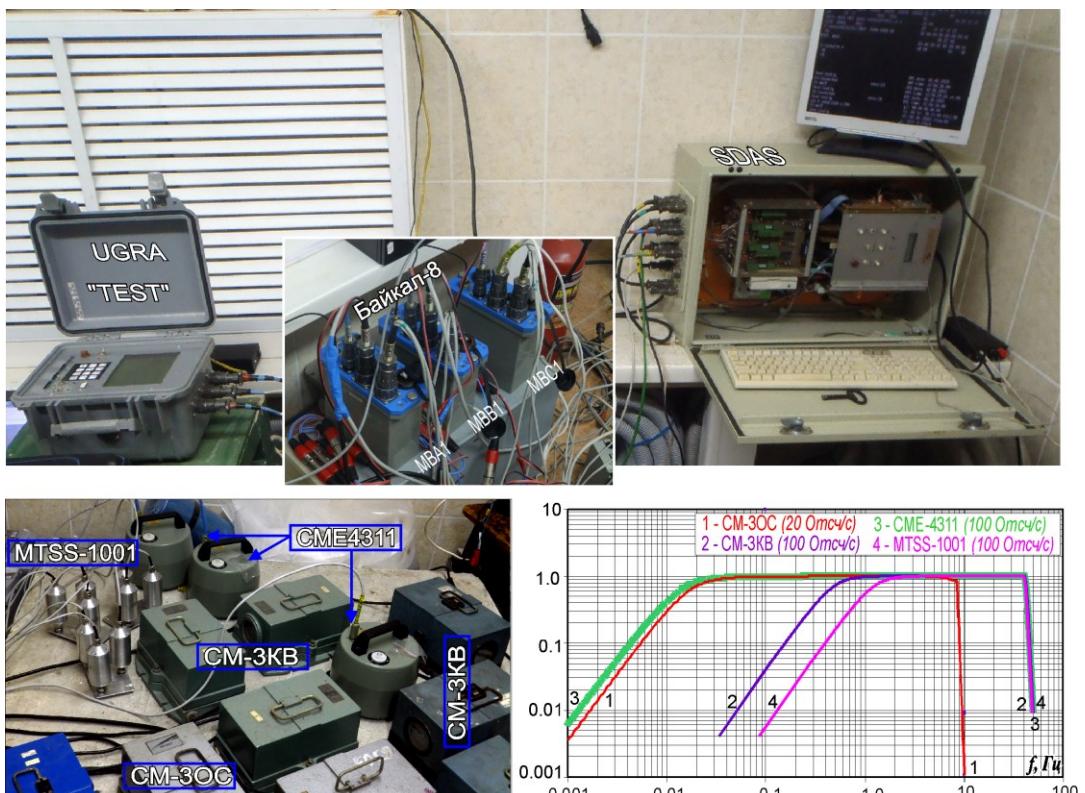


Рис. 2. Проверка идентичности работы оборудования различного типа и нормированные АЧХ каналов с сейсмометрами разного типа

Обработка материала проводилась в программе WSG [9] с учётом индивидуальных коэффициентов преобразования в столообразной части частотной характеристики каналов. На **рис. 3** и **4** приведены результаты сравнения, как во временной (**рис. 3**), так и в частотной (**рис. 4**) области одномоментных записей микросейсмического шума станциями «Байкал-8» (MBA1, MBB1, MSC1) и сверочной станцией UGRA (TEST).

При сравнении волновых форм (**рис. 3**), записи широкополосных каналов фильтровались с помощью ВЧ фильтра Баттервортса 0.5 Гц 2-го порядка, который позволяет приблизить их к амплитудно-частотной характеристике короткопериодного канала на базе сейсмоприёмника СМ-3КВ. Как видно из **рис. 3**, записи по всем каналам тестируемых сейсмических станций «Байкал-8» имеют хорошую временную синхронизацию, близкие амплитуды, одинаковую полярность записей в сравнении с записями каналов соответствующей пространственной ориентации сверочной станции TEST.

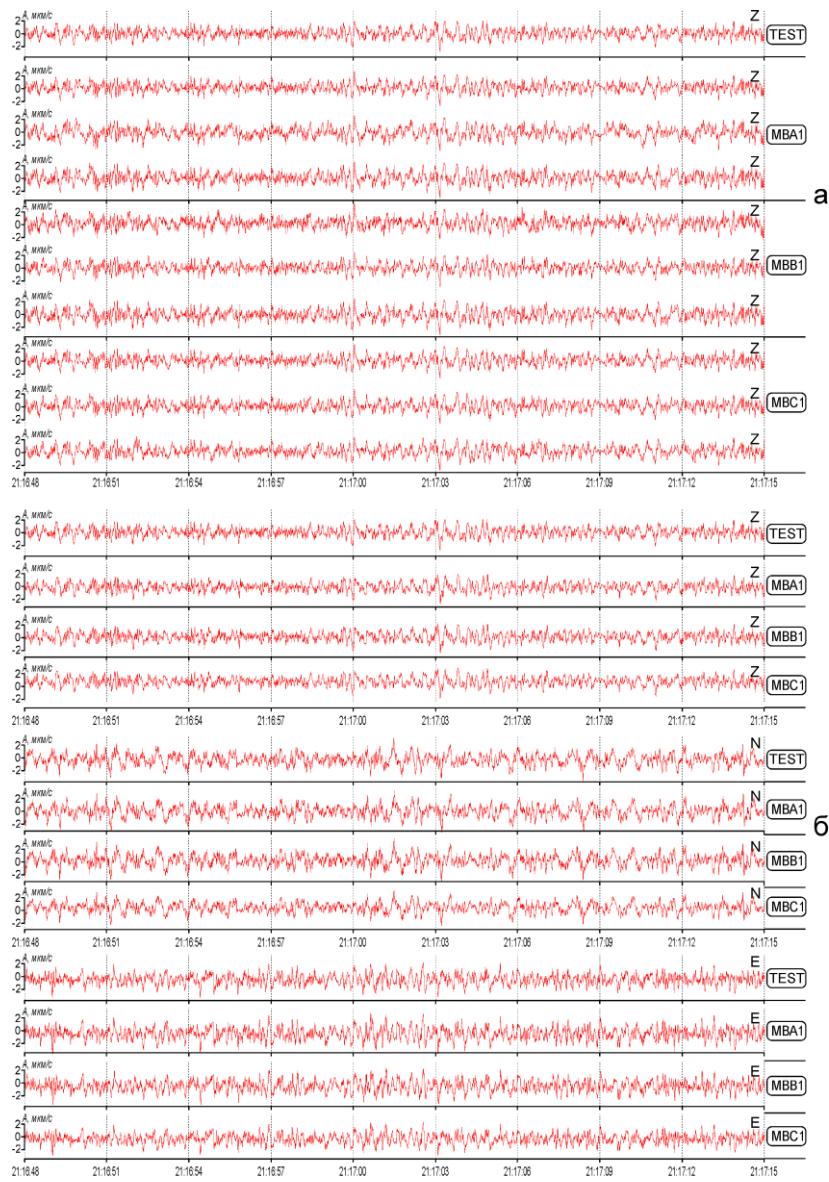


Рис. 3. Примеры одномоментных волновых форм записей вертикальной составляющей фона каналов с сейсмоприёмниками MTSS-1001 (а) и СМЕ-4311 (б)

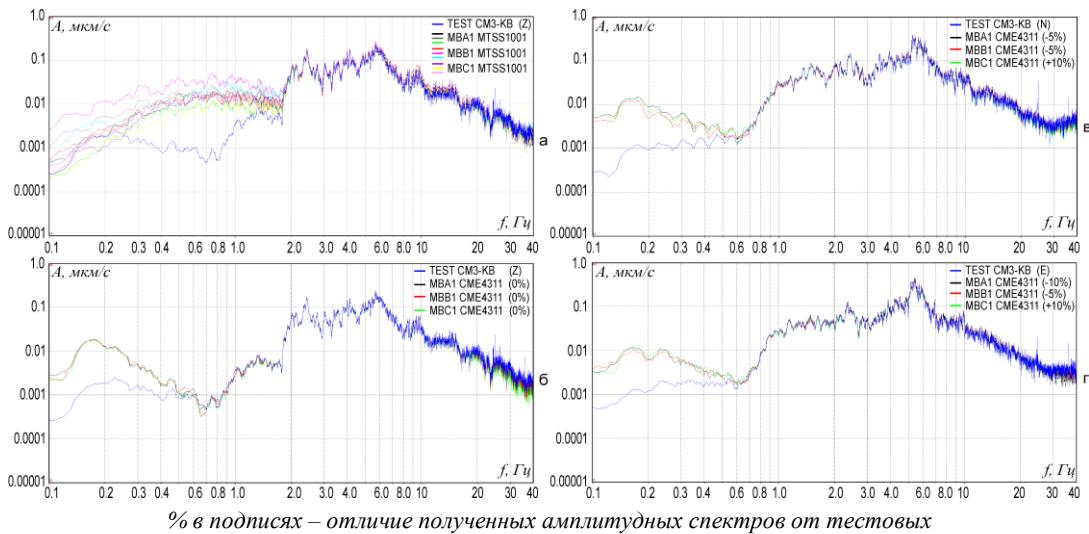


Рис. 4. Примеры одномоментных амплитудных спектров записей сверяемых каналов на базе сейсмоприёмника MTSS-1001 (а) и трёх каналов сейсмоприёмника СМЕ-4311 (б, в, г)

Сравнение сглаженных спектральных составов одномоментных записей микросейсмического поля (**рис. 4а**) показало, что каналы с короткопериодными сейсмометрами MTSS-1001 при частоте дискретизации 100 *отсч/с* правильно регистрируют вертикальную составляющую микросейсмического шума в диапазоне частот от 1.8 до 40 Гц. На **рис. 4а** также видна область частот 2–8 Гц с наименьшей толщиной графика, что соответствует диапазону частот, в котором присутствуют больше амплитуды фоновых колебаний, превышающие уровень собственного шума канала. Присутствие шума хорошо видно в диапазоне частот ниже 1.8 Гц и согласуется с паспортным значением собственного шума сейсмометра MTSS-1001 минус 143 дБ, что на 8 дБ выше минимального уровня микросейсмического фона. Увеличение толщины результирующего графика после 8 Гц отражает уменьшение общего уровня фоновых амплитуд до сопоставимых с уровнями собственных шумов сейсмометров, которые, судя по низкочастотной области (ниже 1.8 Гц) имеют большой разброс (широкая полоса).

В случае каналов с широкополосными сейсмометрами СМЕ-4311 диапазон частот совпадения спектральных составов (без использования корректирующего АЧХ широкополосных каналов фильтра) соответствует области пересечения столообразных характеристик по типу сейсмоприёмников с частотой дискретизации 100 *отсч/с* и составляет, судя по **рис. 2**, 0.7–40 Гц для всех трёх компонент (рис. 10б). Однако из-за особенностей конструкции данного сейсмометра в паспорте приведён только коэффициент преобразования вертикальной составляющей сейсмоприёмника, имеющий внутреннюю настройку. Для горизонтальных компонент, согласно паспорту, он не должен отличаться, более чем на 1 дБ. Это примерно составляет 12%. На **рис. 4б** подписи показывают в % реальные отличия (проведенную коррекцию) спектральных амплитуд горизонтальных записей. Проценты приведены как для вертикальных, так и для горизонтальных компонент. Видно, что коэффициенты преобразования вертикальных составляющих сейсмоприёмников СМЕ-4311 настроены производителем одинаково (0%). Отличия в коэффициенте для горизонтальных компонент не превышают уровень 10%. Для получения реальных коэффициентов преобразования горизонтальных каналов по результатам тестирования их можно скорректировать.

Таким образом, оборудование на базе регистратора «Байкал-8» с трёхкомпонентным широкополосным электронно-молекулярным сейсмометром СМЕ-4311 может быть использовано для дальнейшего развития региональной сети сейсмических станций на территории Воронежского кристаллического массива. В тоже время, высокий уровень собственного шума высокочастотных электронно-молекулярных сейсмометров MTSS-1001 не позволяет использовать их для регистрации большинства сейсмических событий на территории ВКМ.

Заключение. Рассмотренный в работе способ решения проблемы выбора комплектов сейсмического оборудования пригодных для совместного использования в сейсмической сети Воронежского кристаллического массива, основанный на амплитудных спектрах одномоментных записей регулярных фоновых колебаний, позволяет оценить возможность работы комплекта оборудования даже с неизвестными характеристиками. Кроме того, тестирование является простым и эффективным способом выявления проблем с идентичностью в работе разных вариантов комплектации оборудования для сейсмологического мониторинга на слабосейсмичной территории. Используя реальный уровень микросейсмического фона на территории Воронежского кристаллического массива, определён оптимальный диапазон коэффициента преобразования сейсмометрического канала (500–2000 *отсч/(мкм/с)*) для регистраторов АЦП с эффективной разрядностью 24.

Тестирование комплектов на базе регистратора «Байкал-8» с сейсмоприёмниками СМЕ-4311 и MTSS-1001 показал возможность его использования в сети сейсмического мониторинга ВКМ только в комплекте с трёхкомпонентным сейсмоприёмником СМЕ-4311. У него рабочая полоса частот от 0.033 до 50 Гц, что позволяет получить расширенный диапазон на одной группе каналов вместо двух при использовании сейсмоприемников СМ-3ОС и СМ-

3КВ. Правда в случае прихода мощных низкочастотных волн от землетрясения, сейсмоприёмник СМ-3КВ будет «каналом пониженной чувствительности» для СМ-3ОС, а СМЕ-4311 – просто «зашкалит», но для платформенной территории это довольно редкое событие.

Кроме того, достоинством СМЕ-4311 является простота установки, что можно использовать для проведения экспресс тестирования оборудования в пунктах наблюдения как широкополосных, так и короткопериодных каналов (с коррекцией записи фильтром). Однако, применяя сейсмоприёмники СМЕ-4311, необходимо помнить, что коэффициент преобразования, указанный производителем, соответствует вертикальной составляющей, а горизонтальные, согласно паспорту, отличаются не более чем на 12%. У производителя, компании «R-sensor», есть более продвинутая модель электронного сейсмометра СМЕ-6111, у которой коэффициенты преобразования по всем трём каналам одинаково настроены. Также у данной версии сейсмометра существенно снижен уровень собственного шума в рабочей полосе частот [10]. Использование высокочастотного сейсмометра MTSS-1001 вместо СМ-3КВ, из-за высокого собственного уровня шума на частотах ниже 2 Гц, показало его полную непригодность для использования на территории ВКМ.

Литература.

1. Надёжка Л. И., Сафонич И. Н., Пивоваров С. П. [и др.] Никольское землетрясение 31 марта 2000 года с $K_p=10.8$, $I_0=5$ (Воронежская область) // Землетрясения Северной Евразии в 2000 году. – Обнинск: ГС РАН, 2006. – С. 245–253. – EDN: UNLWXZ.
2. Суханова Т. В., Макарова Н. В., Стafeев А. Н. [и др.] Причины тектонической и сейсмической активности зоны Лискинского разлома (юго-восточная часть Воронежского поднятия Восточно-Европейской платформы) // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. – 2023. – № 3. – С. 11-21. – DOI 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-3-11-21. – EDN MDZCVK.
3. Кишикина С. Б., Бугаев Е. Г., Лободенко И.Ю. Разработка и реализация системы сейсмологического мониторинга на основе руководства по безопасности при использовании атомной энергии "Сейсмологический мониторинг участков размещения ядерно- и радиационно опасных объектов" (РБ-142-18) // Ядерная и радиационная безопасность. – 2021. – № 1(99). – С. 28-42.
4. Бутырин П. Г. Цифровой сейсмический регистратор «Ермак-5». Пять лет развития // Российский сейсмологический журнал. – 2021. – Т. 3, № 3. – С. 84–94. doi: 10.35540/2686-7907.2021.3.06. – EDN: PUJCLI.
5. Сафонич И. Н. Сейсмологическое оборудование для мониторинга слабосейсмичной территории // Инновационное развитие науки: фундаментальные и прикладные проблемы. – Петрозаводск : Международный центр научного партнерства «Новая Наука» (ИП Ивановская И.И.), 2023. – С. 143-160. – DOI: 10.46916/03042023-2-978-5-00174-921-9. – EDN NNPDGG.
6. Сафонич И. Н. Фоновое сейсмическое поле как новый элемент в структуре геофизических экологических функций литосферы // Инновационное развитие науки: фундаментальные и прикладные проблемы. – Петрозаводск: МЦНП «Новая наука», 2022. – С. 201–236. DOI: 10.46916/30092022-3-978-5-00174-701-7. – EDN: IGQVZZ.
7. Peterson J. Observation and modeling of seismic background noise // U.S. Department of Interior, Geological Survey. Open-FileReport 93-322. – 1993. – 95 p.
8. Инструкция по эксплуатации сейсмометра СМ-3КВ.–Обнинск: НПП «Геотех+», 2001. – 6 с.
9. Акимов А. П., Красилов С. А. Программный комплекс WSG «Система обработки сейсмических данных» / Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2020664678 от 16.11.2020 г. – EDN: IJOVUE.
10. Продукция [Электронный ресурс] // R-sensors[сайт]. – [Долгопрудный: Р-сенсорс, 2023]. – URL: <https://r-sensors.ru/ru/products/>

ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЕГИОНАЛЬНЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ И ЭПИЦЕНТРОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ ВКМ

Семенов А.Е.^{1,2}, Ежова И.Т.^{1,2}, Пивоваров Р.С.¹

¹ФИЦ «Единая геофизическая служба РАН», г. Воронеж, Россия

²Воронежский государственный университет, г. Воронеж, Россия

Аннотация. В работе приведена характеристика региональных особенностей потенциальных полей и показана пространственная корреляция эпицентров землетрясений и особенностей потенциальных полей. Установленные закономерности могут быть положены в основу сейсмотектонического районирования территории Восточно-Европейской платформы.

Потенциальные поля – магнитное и гравитационное – наиболее изучены, разработаны методика и технологические приемы интерпретации. Известно, что потенциальные поля отражают блоково-иерархическое строение не только верхней части земной коры, но и глубоких горизонтов литосферы [1]. Вместе с тем, потенциальные поля содержат важную информацию о состоянии вещества, слагающего различные глубинные горизонты. Эти особенности гравитационного и магнитного полей используются при решении тектонических проблем, при сейсмическом районировании разного уровня, выделение геодинамически активных зон, оценки сейсмотектонических движений в зонах разломов [2, 3].

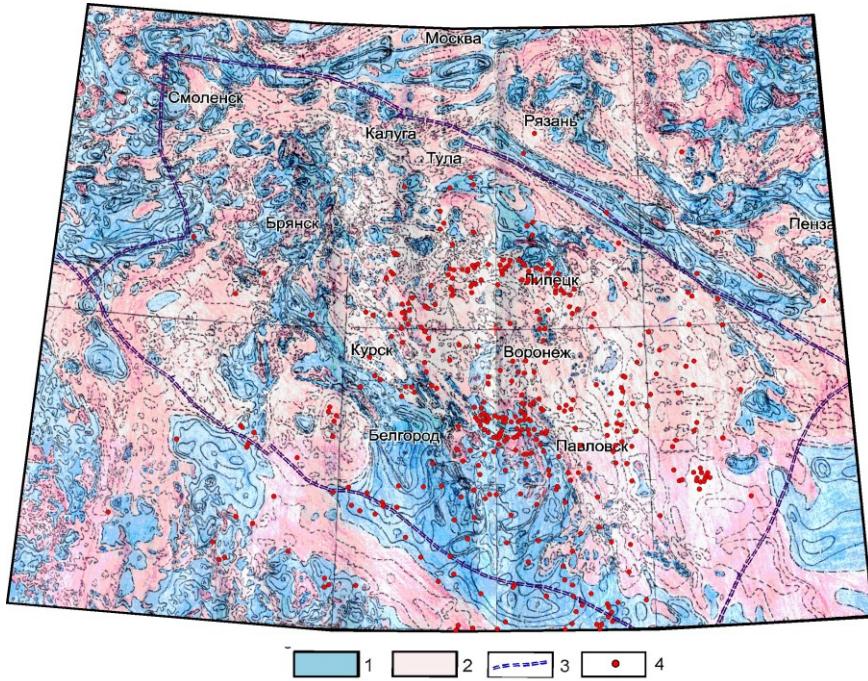
Территория Воронежского кристаллического массива хорошо изучена геофизическими методами. Потенциальные поля разного масштаба являются основой для решения целого ряда задач: от составления геологической и тектонических карт докембрия до оценки строения литосферы в целом. Основные региональные особенности потенциальных полей, отражающая неоднородности строения литосферы ВКМ, картируют зоны с аномальными свойствами и процессами, протекающими на границах структур с разным геологическим строением.

Магнитное поле. Региональный фон магнитного поля ΔT_a территории ВКМ в основном отрицательный, средний уровень интенсивности его $-200 \div -400 \text{ нТл}$. На этом фоне выделяется самая большая по размерам региональная положительная магнитная аномалия по линии Белгород-Курск-Брянск интенсивностью от 100 до 1000 нТл. В южной части аномалия представляет собой широкую (до 100 км) полосу, которая в направлении на северо-запад сужается (**рис. 1**). Наибольшая интенсивность региональной аномалии наблюдается в районе г. Белгорода до 4000 нТл. Региональные минимумы, сопровождающие положительную магнитную аномалию, по-видимому, обусловлены нижней кромкой магнитных масс.

Природа этой аномалии однозначно не установлена до сих пор. Расчёты показывают, что в случае глубинной природы аномалии верхняя и нижняя кромка возмущающего объекта залегает соответственно на глубине 10 км и 25 км.

Локальные полосовые магнитные аномалии высокой интенсивности (от десятков тыс. до 100 тыс. нТл и более) в значительной степени определяют картину магнитного поля центральной части ВКМ, выделенной в качестве мегаблока КМА. Они образуют две зоны: Юго-Западная (Белгородско-Михайловская) и Северо-Восточная (Волотово-Щигровская). Первая из них в нижней части приурочена к отмеченной выше положительной региональной аномалии, вторая – к отрицательной. При всей сложности конфигурации полосовых аномалий они имеют в основном северо-западное простирание (320-330°С3) (**рис. 1**).

Восточная полоса магнитных аномалий (Волотово-Щигровская) проходит в отрицательном региональном поле, и поэтому аномалии сложной конфигурации смотрятся очень контрастно. Локальные полосовые аномалии связаны с породами железорудной толщи. Этот тип локальных аномалий обусловлен вещественными неоднородностями верхней части гранито-гнейсового слоя.



1—положительное; 2—отрицательное; 3—условная граница Воронежского кристаллического массива; 4—эпицентры землетрясений с 6 энергетического класса и выше

Рис. 1. Схема аномального магнитного поля.

В целом, участки магнитного поля с простым рисунком изодинам, невысокой интенсивности соответствуют гнейсам, а более изрезанные — мигматитам. В центральной части региона ближе к востоку картируется *S*-образная полосовая положительная магнитная аномалия интенсивностью $+200 \div +400$ нТл. Ширина этой аномалии от 20 до 30 км, общая протяжённостью до 300 км. По представлению целого ряда геологов *S*-образная магнитная аномалия является западным фрагментом, так называемой Лосевской шовной зоны, разделяющей два крупных мегаблока ВКМ — западный мегаблок КМА и восточный Хопёрский мегаблок.

В пределах Хопёрского мегаблока ВКМ на фоне отрицательного регионального магнитного поля $-200 \div -300$ нТл выделяется субмеридиональная (345° С3) региональная положительная аномалия слабой интенсивности (от -100 до $+100$ нТл). Ширина аномалии от 25 до 40 км, протяжённость 350 км (рис. 1). Аномалия слабоградиентна и имеет однозначно глубинную природу.

Перечисленные выше региональные неоднородности магнитного поля отражают латеральные различия магнитных свойств геологической среды. Некоторые из них обусловлены вещественными неоднородностями верхней части кристаллической коры, другие — особенностями более глубоких её горизонтов. Как те, так и другие указывают на латеральную гетерогенность кристаллической коры и чёткую дискретность её свойств.

В работе использовались данные о локальных землетрясениях, произошедших в регионе за период с 1999 г. по 2022 г., начиная с 6 энергетического класса и выше.

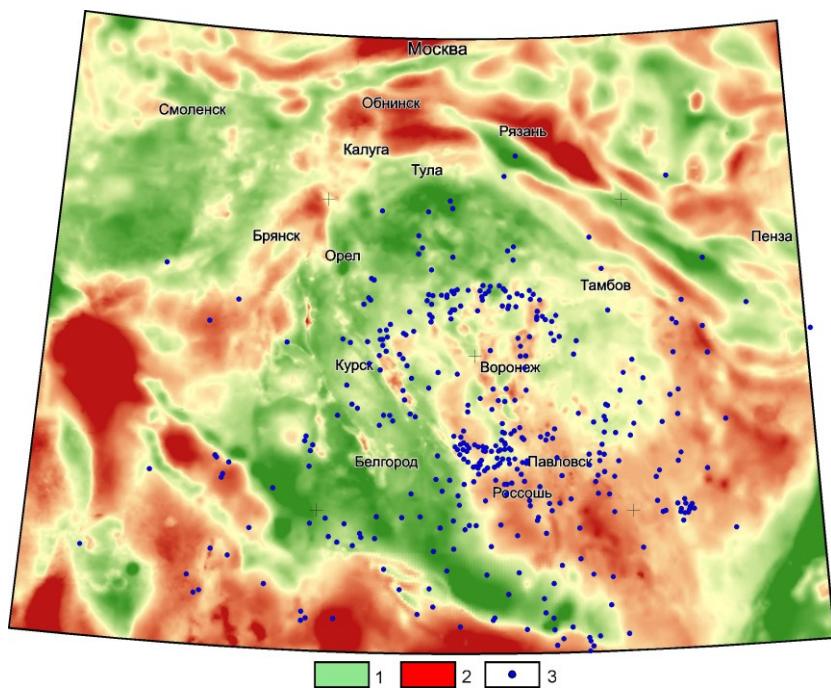
Сопоставление пространственного распределения эпицентров землетрясений и особенностей магнитного поля позволяет сделать важный вывод: положение эпицентров землетрясений пространственно соответствует особенностям магнитного поля. Значительная часть эпицентров землетрясений приурочена к краевым частям как региональных, так и локальных магнитных аномалий. Обращает на себя внимание тот факт, что в пределах Хопёрского мегаблока, характеризующегося, в целом, отрицательным магнитным полем, большинство эпицентров приурочено к региональной слабоинтенсивной аномалии субмеридионального направления, имеющей глубинную природу. Липецко-Елецкая зона повышенной активности

приурочена к региональной зоне смены интенсивности магнитного поля. Следует особо отметить приуроченность большого количества эпицентров землетрясений к зоне перегиба S-образной положительной магнитной аномалии (**рис. 1**).

В целом, пространственное положение эпицентров землетрясений находит отражение в особенностях аномального магнитного поля.

Гравитационное поле. Опыт работ по детальному сейсмическому районированию в сейсмически активных регионах свидетельствует об особой роли гравитационного поля при выполнении этих исследований. Это объясняется несколькими причинами. Во-первых, гравитационное поле отражает не только статические характеристики геологической среды, но и её динамические особенности, а также современное состояние. Во-вторых, это одно из наиболее хорошо изученных геофизических полей.

Как видно из **рис. 2**, аномальное поле силы тяжести ВКМ обнаруживает зональное строение, выражющееся в чередовании крупных отрицательных и положительных аномальных зон. Выделяются Северо-Западная (Могилёвская) и Центральная (Курская) - отрицательные, Западная (Брянская) и Восточная (Воронежско-Волгоградская) - положительные аномалии (аномальные зоны). Они под углом ориентированы к оси Воронежской антеклизы, и только Курская региональная аномалия, осложнённая на севере и юге гравитационным эффектом авлакогенов, имеет в этих частях простирание, согласное с бортами антеклизы.



1—повышенный уровень; 2—пониженный уровень;
3—эпицентры землетрясений с б энергетического класса и выше

Рис. 2. Схема гравитационного поля. Условные обозначения:

Переход региональных аномальных зон друг в друга осуществляется через различные по ширине полосы интенсивных горизонтальных градиентов, осложнённых рядом локальных элементов поля различного знака. Внутренняя структура каждой из аномальных зон имеет индивидуальные особенности (**рис. 2**). Так, Могилёвская и Курская отрицательные аномальные зоны отличаются тем, что в пределах первой выделяются достаточно крупные относительные максимумы при подчинённом характере относительных минимумов, отмечается большое число “цепочных” аномалий. Курская же аномальная зона характеризуется большой возмущённостью аномального поля, изрезанностью изолиний. Общий отрицательный фон её в различных частях имеет разную интенсивность (**рис. 2**).

Характер аномальных полей Брянской и Воронежско-Волгоградской положительных зон имеет ряд специфических черт. На положительном слабоинтенсивном фоне Брянской зоны выделяются крупные относительные максимумы. Локальные элементы поля различной интенсивности приурочены, в основном, к области сочленения её с Курской аномальной зоной. Воронежско-Волгоградская зона самая большая по площади и очень неоднородная по характеру поля. В южной части этой зоны выделяются крупные положительные аномалии северо-восточного простираия с пережимом в центре (**рис. 2**). Севернее пережима указанной аномалии расположена область относительно пониженного поля, западнее которой поле значительно дифференцировано. Выделяется ряд достаточно крупных локальных минимумов и максимумов различного простираия. К востоку общий уровень зоны значительно повышается, выделяются достаточно крупные аномалии.

В целом, аномальное поле ВКМ, несмотря на весьма сложную его структуру, можно в первом приближении рассматривать как сочетание четырёх региональных аномалий, осложнённых локальными элементами поля различного знака, интенсивности и простираия. Крупные региональные аномалии отражают неоднородности первого порядка в литосфере ВКМ – мегаблоки [1, 2, 4].

Аномалии более высокого порядка отражают плотностные неоднородности следующих иерархических уровней. Структурный план этих неоднородностей различен в пределах каждого из мегаблоков.

Сопоставление в плане распределения эпицентров землетрясений и особенностей поля силы тяжести показывает, что значительное число землетрясений происходит в зоне сочленения крупных региональных аномалий – Курской и Восточной. Крупная положительная аномалия гравитационного поля – в целом северо-восточного простираия, характеризуется повышенным количеством эпицентров землетрясений, что отражает геодинамическую активность этой части территории региона.

Более детальный анализ гравитационного поля и пространственного положения эпицентров землетрясений показал хорошее их соответствие друг другу. Многие эпицентры землетрясений тяготеют к краевым частям локальных аномалий. Особенно ярко это выражается в пределах Хопёрского мегаблока, где локальные аномалии, как правило, обусловлены интрузивными телами.

В целом, гравитационное поле, отражая плотностные неоднородности литосфера, хорошо коррелируются с пространственным положением эпицентров землетрясений.

Таким образом, на территории Воронежского кристаллического массива большая часть эпицентров землетрясений пространственно коррелируется с региональными особенностями потенциальных полей. Это может служить основой для сейсмотектонического районирования литосферы крупного сегмента Восточно-Европейской платформы.

Литература.

1. Тарков А.П. Глубинное строение Воронежского массива по геофизическим данным. М., "Недра", 1974. 172 с.
2. Ефременко М.А. Современные геодинамически активные зоны Воронежского кристаллического массива по геологическим, геофизическим и сейсмологическим данным // Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук.– Москва, 2011.– 23с.
3. Тимущ А.В. Сейсмотектоника литосферы Казахстана. Алматы, 2011, 590 с.
4. Nadezhka L.I., Dubyanskiy A.I. Rogozhin E.A., Nechaev U.V. Isostase and Seismosity of the Voronezh Crysstalline Massif. Early precambrian genesis and evolution of the continental crust (geodynamics, petrology, geochronology, regional geology). International conference abstracts. Moscow, Geos. 1999y. Р. 118-119.

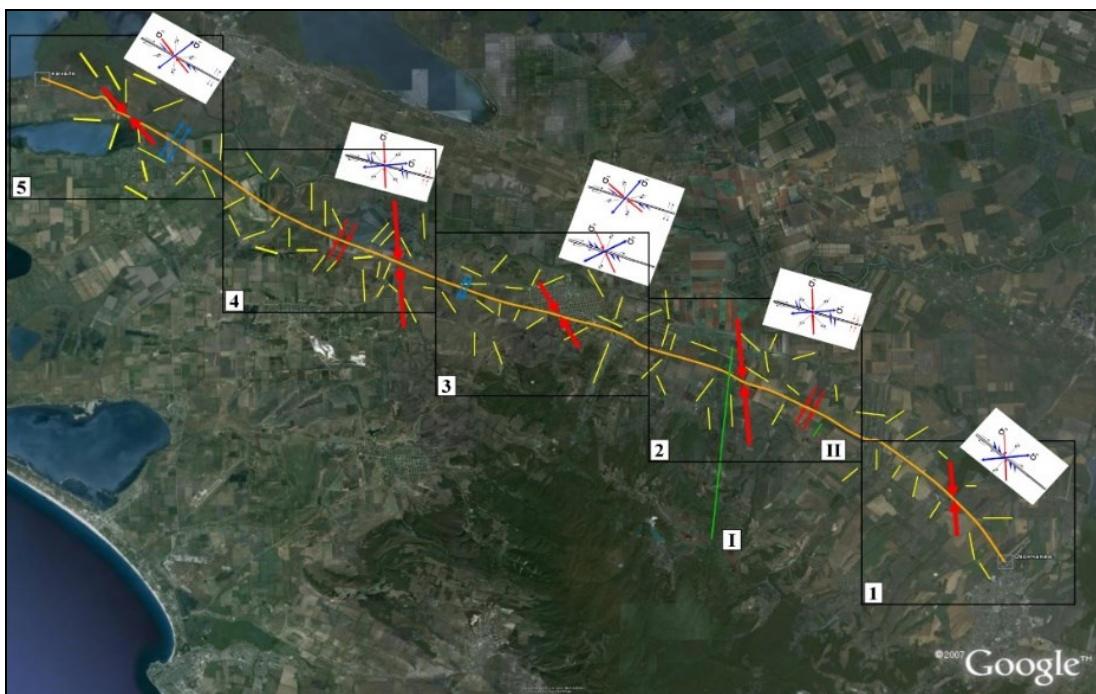
НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РЕКОНСТРУКЦИИ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ РАЗНЫМИ МЕТОДАМИ НА ПРИМЕРЕ СЕВЕРА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ, ПОЛЯРНОГО УРАЛА И САХАЛИНА

Сим Л.А.

Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, Москва, Россия

Реконструкция неотектонических напряжений на севере Западно-Сибирской плиты и Полярном Урале, а также на Сахалине производилась преимущественно следующими методами: методом кинематического анализа структур разрушения [1], структурно-геоморфологическим (СГ) методом реконструкции сдвиговых напряжений [2], а также методом катаклистического анализа структур разрушения [3]; при этом учитывались особенности геологического строения изучаемых регионов.

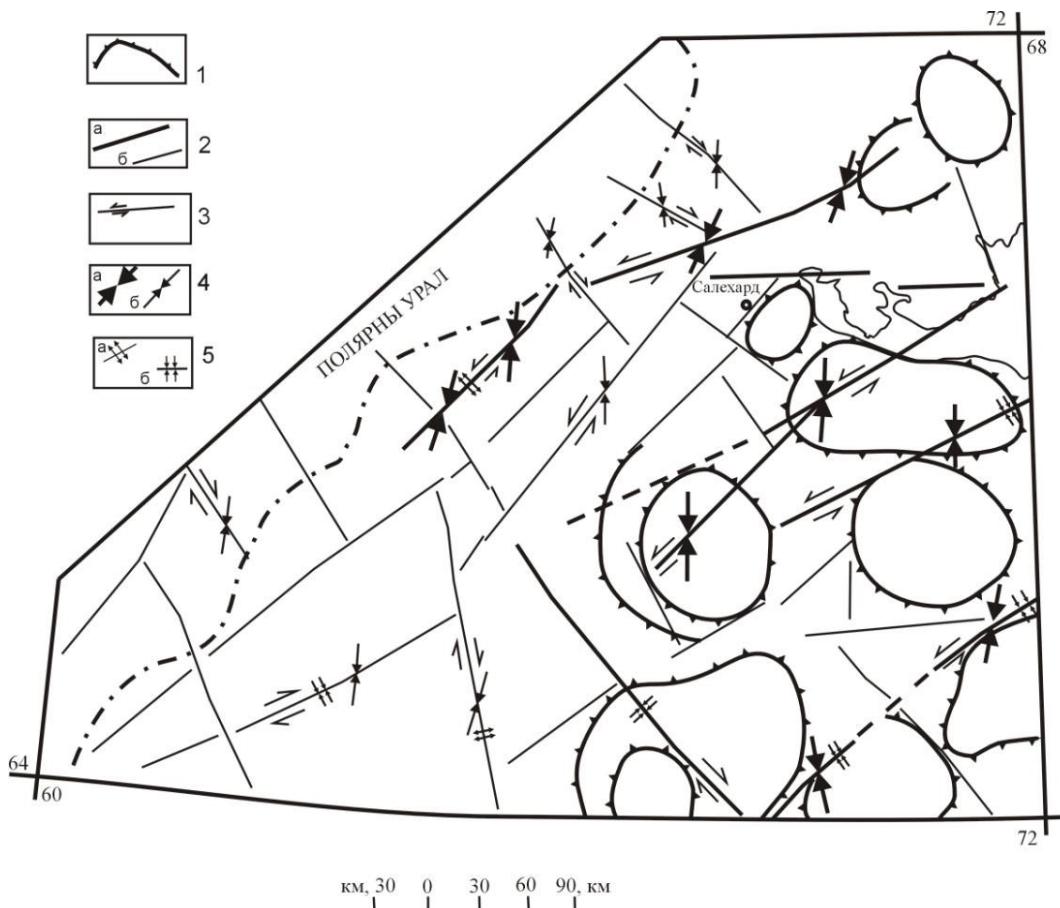
В результате проведенных исследований на площади, включающей Полярный Урал и север Западно-Сибирской плиты, установлено, что: Полярный Урал деформируется во взбросовом поле напряжений с субвертикально ориентированными осями растяжения и субгоризонтальными осями сжатия северо-западного простирания [4] (исследования проведены кинематическим методом); применение СГ метода в осевой части Урала не дали результатов, т.к. метод по определению предназначен для реконструкции сдвиговых тектонических напряжений. Однако, на западном и восточном склонах Полярного Урала по попечерным разломам, секущим Полярно-Уральские структуры, восстановлены меридиональные ориентировки осей сжатия II-го ранга и, соответственно, оси растяжения широтного простирания. Такие же меридиональные ориентировки осей сжатия I-го ранга были установлены и по продольному разлому, ограничивающему Полярный Урал с востока (рис. 1).



Мегатрешины показаны желтым цветом, 1-4 – номера отрезков с разной геодинамической обстановкой формирования разлома. Зеленые линии и римские цифры I-II – линии поперечных профилей

Рис. 1. Пример применения СГ метода вдоль Ахтырского разлома (Северо-Западный Кавказ)

В прилегающей к Уралу части Западно-Сибирской плиты СГ методом восстановлено неотектоническое сдвиговое поле напряжений с меридионально ориентированной осью сжатия и широтной осью растяжения (рис. 2). Довольно низкий восточный склон Полярного Урала, по-видимому, деформируется в поле напряжений совместно с прилегающей частью Западно-Сибирской плиты.



1 – Новейшие складчатые структуры; 2 – новейшие разломы: а – I-го ранга, б – прочие; 3 – сдвиги; 4 – ориентация оси сжатия в горизонтальной плоскости: а – I-го ранга, б – прочие; 5 – геодинамическая обстановка формирования разломов: а – растяжения (транстенсии), б – сжатия (транпрессии) по [4]

Рис. 2. Схема неотектонических структур и полей напряжений северо-запада Западно-Сибирской плиты и Полярного Урала

Эта работа наглядно показала ограниченность СГ метода, хотя опыт показал, что на Кавказе в отдельных структурах СГ методом устанавливались сдвиговые тектонические напряжения. На Сахалине тектонические напряжения восстанавливались 3-мя методами: кинематическим О.И. Гущенко, СГ методом Л.А. Сим и катаклистическим Ю.Л. Ребецкого (рис. 3).

Восстановленные СГ и кинематическим методами неотектонические напряжения позволяют утверждать, что исследованная часть Сахалина деформируется в новейшем поле напряжений с субширотно ориентированной горизонтальной осью сжатия и меридиональной осью растяжения на Южном Сахалине (кинематический метод), которая на Центральном и Северном Сахалине приобретает ВСВ и СВ простирание по результатам реконструкции СГ методом. Восстановленные двумя методами неотектонические напряжения позволяют утверждать, что исследованная часть Сахалина деформируется в новейшем поле напряжений в сдвиговом поле напряжений.

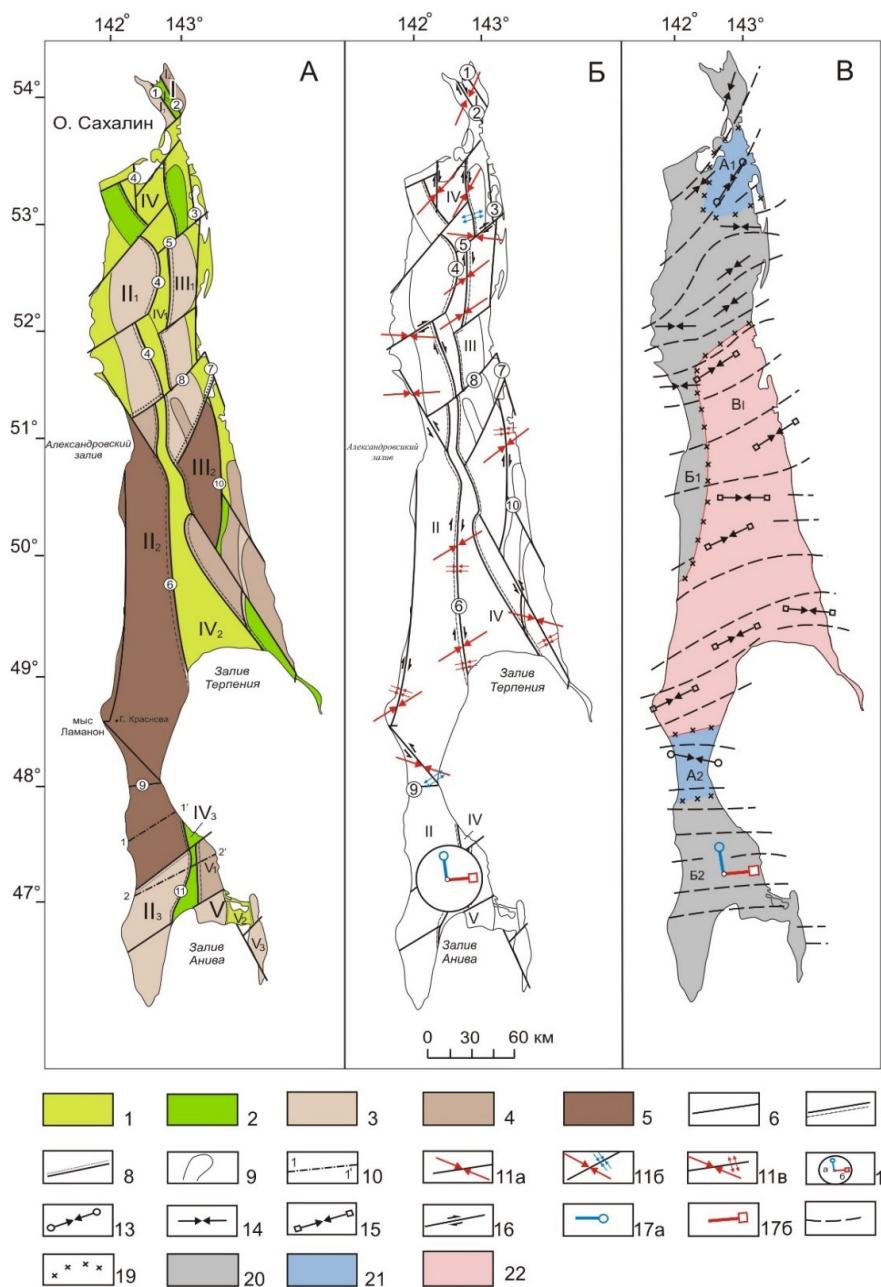


Рис. 3. Неотектоника и неотектонические напряжения о. Сахалин

По механизмам очагов землетрясений катакрастическим методом Ю.Л. Ребецкого [3] П.И. Саввичевым восстановлены ориентации осей девиаторных растяжений и сжатий (рис. 4), которые удовлетворительно коррелируют с результатами реконструкции кинематическим и СГ методами.

На Центральном Сахалине П.А.Каменев с соавторами катакрастическим методом определили, что на восточном и западном побережье этой части острова доминирует обстановка горизонтального растяжения при подавленной обстановке сжатия и сдвига, что хорошо объясняется влиянием развивающейся впадины Охотского моря и Татарского пролива, а также объясняет формирование залива Терпения именно в этой части Сахалина [5]. СГ методом вдоль западного и восточного побережий на Центральном Сахалине не удалось восстановить сдвиговые напряжения, что объясняется ограничениями метода. Почти полное отсутствие механизмов очагов землетрясений на Центральном Сахалине (рис. 4), вероятно, объясняется сбросовым полем напряжений при доминирующем растяжении в этой части острова.

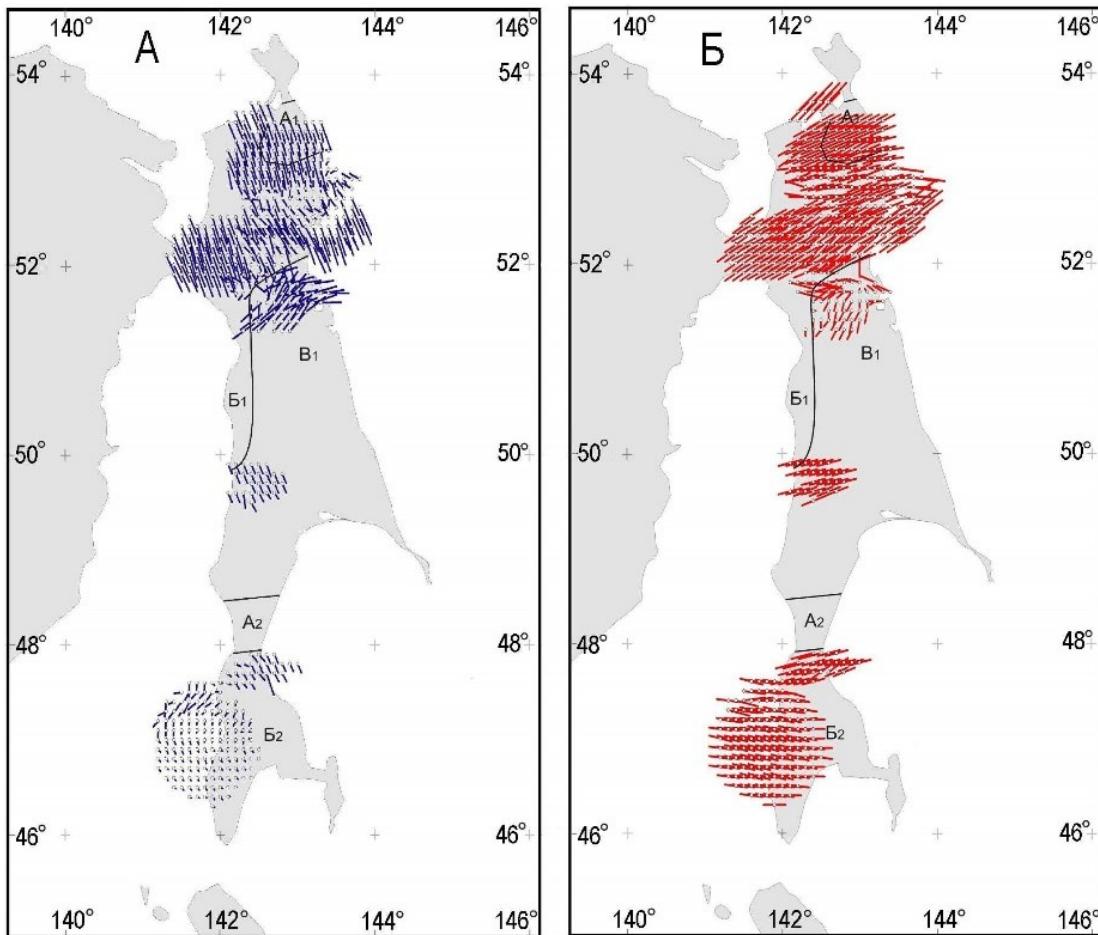


Рис. 4. Ориентация осей девиаторных растяжений (А) и сжатий (Б) Сахалина по сейсмическим данным [5].

Выводы. Применение разных методов реконструкции тектонических напряжений в различных геоструктурах России показало возможности и ограничения применяющихся методов, зависящих от особенностей геологического строения каждой из структур.

Литература.

- Гущенко О.И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений //Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука. 1979. - С.7-25.
- Сим Л.А. Влияние глобального тектогенеза на новейшее напряженное состояние платформ Европы // М.В.Гзовский и развитие тектонофизики. М.: Наука. 2000. - С.326-350.
- Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Академкинига. 2007. 406 с.
- Сим Л.А., Маринин А.В., Брянцева Г.В., Гордеев Н.А., Бондарь И.В. Особенности неотектонических напряжений Северной Евразии и их взаимосвязь с глобальным тектогенезом //Российская тектонофизика. К 100-летнему юбилею М.В.Гзовского. Кольский научный центр, 2019. - С.123-149.
- Сим Л.А., Брянцева Г.В., Саввичев П.А., Каменев П.А. Особенности переходной зоны между Евразийской и Северо-Американской литосферными плитами (на примере напряженного состояния о-ва Сахалин) //Геосистемы переходных зон, 2017, № 1, - с. 3-22.

КАЙНОЗОЙСКИЕ ВПАДИНЫ СЕВЕРНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ОХОТСКОГО МОРЯ

Смирнов В.Н., Глушкова О.Ю.

*Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт
им. Н.А. Шило ДВО РАН, г. Магадан, Россия*

На северном побережье Охотского моря, на пространстве от р. Охота на западе до р. Гижига – на востоке имеют место различные по размерам кайнозойские впадины, которые тяготеют к низовьям и устьям крупных рек. Они открыты в сторону Охотского моря и имеют разную протяженность береговой линии: от 20 км (Таватумская и Ольская впадины) до 120 км – Гижигинская впадина. Преобладающая абсолютная высота кроющихся впадины аккумулятивных равнин около 100-120 м. Их поверхность ровная, субгоризонтальная, с общим уклоном в сторону Тауйской губы. Впадины ограничены разломами, отчетливо выраженными в рельефе в виде уступов и протяженных линейных зон тектонических нарушений. В морфоструктурном плане впадины расположены в пределах Тауйско-Тайгоносской окраинно-континентальной рифтовой зоны, возникшей на рубеже палеоцена и эоцена, которая в современном рельефе представлена в виде контрастной орогенической системы горных хребтов и межгорных впадин [1].

По данным геолого-разведочных работ и результатам собственных исследований определены основные черты геолого-геоморфологического строения и палеогеографии прибрежных неотектонических впадин. Выделен плиоцен-четвертичный этап развития, в течение которого произошло осушение впадин и моделирование равнинного рельефа их поверхности под воздействием эрозионно-денудационных и аккумулятивных процессов. В отдельных местах поверхность впадин образована на поднятых блоках олигоцен-миоценовых отложений, которые слагают основание кайнозойской осадочной толщи.

Значительные площади по периферии впадин образованы субгоризонтальными поверхностями выравнивания на эродированном позднемезозойском фундаменте. На поверхности впадин сохранились фрагменты верхнеплейстоценовых ледниковых морен и флювиогляциальных зандровых полей. Широко развиты голоценовые образования различного генезиса. В почвенно-растительном горизонте установлены слои вулканического пепла, который по химическому составу и возрасту коррелируется с вулканической кальдерой Курильского озера на юге Камчатки. Это подтверждает высказанные ранее представления о массовом распространении пепла на территории Северного Приохотья и об эффективности использования слоев пепла в качестве маркирующего горизонта [2].

Впадины сложены слабо диагенезированными прибрежно-морскими и континентальными осадками олигоцен-миоценового и плиоцен-плейстоценового возраста. Мощность осадочных отложений кайнозоя в центральных частях Ольской впадины по гравиметрическим данным достигает 1200 м. По данным бурения в палеоген-неогеновой толще установлены сбросы, амплитуда которых достигает 60 м [3].

В основании впадины установлены слои слабо сцементированных конгломератов, гравелитов, песков с прослойями лигнитов, которые с угловым несогласием залегают на меловых эфузивно-осадочных толщах. Содержащийся в них спорово-пыльцевой комплекс позволяет определить возраст осадков как переходный от эоцена к олигоцену [4].

Миоценовые отложения имеют более широкое распространение. Они с размывом залегают на отложениях палеогена и на корах выветривания по гранитоидам и вулканитам раннего мела. По геофизическим данным их мощность оценивается в 600 м [3]. В открытых разрезах они представлены слабо сцементированными конгломератами, песками, галечниками, глинами с прослойями бурого угля. Пески в этом горизонте разнозернистые желтовато-

серые, иногда ожелезненные с коричневато-бурым ржавым оттенком. Валуны в конгломератах и галька имеют преимущественно гранодиоритовый и андезитовый состав. Форма валунов часто уплощенная, окатанность хорошая. Они сильно выветрены, содержание их в составе толщи 30-60%.

К плиоцену относятся дресвяно-песчано-глинистые осадки и пестроцветные глины коры выветривания, представляющие собой структурный элювий, сформированный на гранитоидах и эфузивных породах кислого и основного состава. Реликты коры выветривания широко распространены вдоль всего обрамления впадин.

По составу коррелятных осадков выделяются следующие этапы развития прибрежных впадин в кайнозое. В начале палеогена рассматриваемая территория представляла собой слабо всхолмленную денудационную равнину. В эоцене в результате тектонической активизации формируются впадины, в пределах которых накапливаются прибрежно-морские отложения. Эоцен-олигоценовые отложения с угловым несогласием залегают на меловых эфузивно-осадочных толщах. Они, в свою очередь, со стратиграфическим несогласием перекрываются неогеновыми отложениями.

В плиоцене территория развивалась в континентальном режиме с формированием поверхностей выравнивания и кор выветривания. В конце плиоцена-плейстоцена территория испытала восходящие дифференцированные движения, в результате которых были сформированы обрамляющие впадины горные сооружения. Вследствие блоковых перемещений по тектоническим нарушениям произошла деструкция сформировавшейся в неогене региональной поверхности выравнивания. Амплитуда вертикальных перемещений достигала 200 м в пределах впадин и 400-500 м – в горном обрамлении. В течение плейстоцена формировались основные черты современного рельефа.

Литература.

1. Смирнов В.Н. Верхоянско-Чукотская область новейшего горообразования: зональность и основные этапы формирования // Геология и геофизика, 2012, - т. 53, - №5, - С. 610-620.
2. Глушкова О.Ю., Галанин А.А., Смирнов В.Н. Четвертичные вулканические пеплы в Северном Приохотье // Проблемы геологии и металлогенеза Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий. - Том 3. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. – 2001. – С. 14-20.
3. Корольков В.Г. Объяснительная записка к Государственной геологической карте СССР масштаба 1:200 000. Лист О-56-II. М., 1987, - 88 с.
4. Белая Б.В. О возрасте кайнозойских отложений Ланковской впадины (по палинологическим данным) // Континентальный палеоген и неоген Северо-Востока СССР. Вып. 2 : Северное Приохотье. Препр. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР. 1988. - С. 17-30.

СЕЙСМИЧНОСТЬ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА И ЗАПАДНОГО АЛТАЯ ПО ДАННЫМ СТАЦИОНАРНЫХ И ВРЕМЕННЫХ СТАНЦИЙ

Соколова И.Н.¹, Аристова И.Л.², Великанов А.Е.²

¹ ФИЦ «Единая геофизическая служба РАН», г. Обнинск, Россия

² Институт геофизических исследований НЯЦ РК, г. Курчатов, Казахстан

Аннотация. Для районов размещения объектов атомной отрасли в восточном Казахстане собраны современные и исторические данные по сейсмичности (1761-2023 гг.), создана база данных сильных движений, изучено тектонические строение районов расположения объектов, собраны макросейсмические данные ощущимых землетрясений, проведена оценка сейсмической опасности районов.

В восточном Казахстане находится несколько объектов повышенной опасности: импульсный исследовательский реактор (ИГР) который является высокотемпературным, самогасящимся уран-графитовым гомогенным реактором на тепловых нейтронах; исследовательский водоохлаждаемый гетерогенный реактор ИВГ.1М, который является модернизацией реактора ИВГ.1, использовавшегося для испытаний тепловыделяющих сборок и активных зон высокотемпературных газоохлаждаемых реакторов, в том числе реакторов ядерных ракетных двигателей и ядерных энергодвигательных установок [1]; хранилище низкообогащенного урана - Банк НОУ Международного агентства по атомной энергии (МАГАТЭ) создано на базе Ульбинского металлургического комбината вблизи города Усть-Каменогорск [1]; инфраструктура Семипалатинского испытательного полигона (СИП) и хвостохранилища.

Район г. Курчатов, вблизи которого расположены исследовательские реакторы и другие критические объекты, находится на территории, которая еще сравнительно недавно считалась асейсмичной, а г. Усть-Каменогорск расположен в зоне, где возможны 6 балльные сотрясения. Однако исследования последних лет показали, что район СИП относится к 6 балльной зоне, и его сейсмическая опасность была ранее недооценена [2]. Кроме того, на территории Казахстана, в последние годы, в связи с антропогенной деятельностью, резко возросло количество техногенных и природно-техногенных землетрясений. В Восточном Казахстане находятся угольные карьеры, где проводятся интенсивные взрывные работы и в последнее время возросла интенсивность геодинамических процессов, например, 23 августа 2019 г в районе Экибастуза произошло землетрясение с $mb=4.7$ [3-5], регистрируются землетрясения небольшой энергии в районе угольного карьера Кара-Жыра, в районе СИП [5].

В связи с этим исследование сейсмичности, геодинамических процессов, сейсмической опасности территории размещения объектов атомной отрасли восточного Казахстана является актуальной задачей. Для решения этой задачи собраны современные данные сети ИГИ НЯЦ РК [6], исторические данные по сейсмичности [7], создана база данных сильных движений [8], изучено тектонические строение районов расположения объектов, собраны макросейсмические данные ощущимых землетрясений.

Для изучения был выбран район восточного Казахстана, и прилегающих территорий западного Алтая, ограниченный координатами $47\text{--}52^{\circ}\text{c.ш.}$, $75\text{--}88^{\circ}\text{в.д.}$. Для составления каталога по территории были привлечены различные источники информации: сейсмологические бюллетени Международных центров данных, Геофизической службы РАН [9-11], литературные источники [2, 12, 13], ежегодные сборники: Землетрясения в СССР за 1962-1991 гг. [14], Землетрясения Северной Евразии за 1992-2017 гг. [15]. Собраны и проанализированы сейсмические бюллетени по данным обработки профиля Памир - р. Лена КСЭ ИФЗ АН СССР 1961-1963 гг., каталог землетрясений пополнен данными обработки профиля с диапазоном энергетических классов $K=7\text{--}10$. Привлечены данные каталога ЕМСА [16]. За период 2004-2022 гг. собраны данные по сейсмичности района восточного Казахстана, полученные стационарной сетью станций мониторинга ИГИ НЯЦ РК и СОМЭ МЧС РК, а также данные

результатов наблюдений, полученных полевыми станциями непосредственно на СИП. Для этого проанализированы сейсмические бюллетени, волновые формы сейсмических событий, проведена работа по сейсмическому распознаванию [17]. В результате был составлен каталог землетрясений восточного Казахстана с исторических времен (1761 г.) до 2022 года. Всего каталог включает 10800 землетрясений (рис. 1). Самое сильное землетрясение (Чуйское) произошло 27.09.2003 г. и имеет магнитуду $Mw=7.2$. Минимальная магнитуда по каталогу $m_{trv}=0.43$, у 12 землетрясений магнитуда 6 и более. В каталоге представлены все основные параметры землетрясений – дата, время в очаге, координаты эпицентра, глубина, характеристики магнитуды и класс. Сохранены все истинные определения магнитуд и классов, сделанные непосредственно по записям.

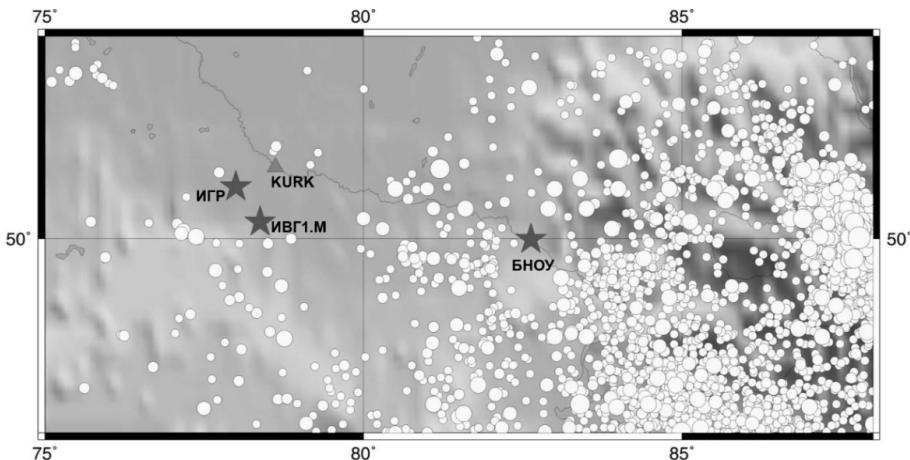


Рис. 1. Карта расположения эпицентров землетрясений Восточного Казахстана и прилегающих территорий (кружки), объектов атомной отрасли (звездочки), сейсмической станции KURK (треугольник)

В разные годы в практике рутинных сейсмических наблюдений применялись разные магнитудные шкалы по типу используемых сейсмических волн (объемным и поверхностным), по типу аппаратуры (короткопериодным и среднепериодным приборам), по типу используемых калибровочных кривых, а также энергетический класс Т.Г. Раутиан [19]. В каталогах ISC-GEM, Центральной Азии, Восточного Казахстана можно увидеть целый набор разных энергетических и магнитудных характеристик: магнитуды Ml , mB , mb , $MPVA$, MLH , MLV , Ms , Mw и энергетический класс Kp [19]. В каталоге восточного Казахстана различные типы магнитуд и энергетического класса были приведены к одной наиболее удобной магнитуде MLH . Для гармонизации каталога были проведены пересчеты недостающих значений для магнитуд m_{trv} , MLH , Mw и Kp .

Для анализа каталог был разделен на 3 периода, в исторический период 1761-1960 гг. каталог был составлен благодаря макросейсмическим данным и немногочисленным землетрясениям, зарегистрированным сейсмическими станциями с начала 20 века. За период 1961-2003 гг. регистрация сейсмических событий проводилась аналоговыми сейсмическими станциями КСЭ ИФЗ АН СССР, Алтай-Саянской сейсмологической сети наблюдений, СОМЭ МЧС РК. Следующий период времени 2004-2022 гг. характеризуется открытием на территории восточного Казахстана сейсмических групп МКАР и Курчатов-Крест, которые очень чувствительны, позволяют регистрировать в ближней зоне землетрясения с магнитудой менее 1.

На рис. 2 представлен график повторяемости землетрясений на территории СИП за период 2004-2023 гг., представительная магнитуда за этот период составляет $m_{trv}=2$. Тем не менее, в регионе существует недостаток сейсмических станций, неудачная геометрия сети мониторинга. В 2022-2023 гг. была модернизирована сейсмическая станция Зайсан ZSN и

установлена новая сейсмическая станция Ушаново USHN в районе г. Усть-Каменогорск (сеть СОМЭ МЧС РК).

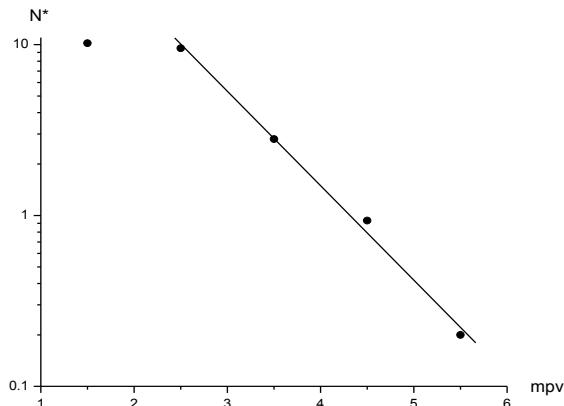


Рис. 2. График повторяемости магнитуд сейсмических событий из района СИП. Период 2004-2023 гг

Начиная с XVIII века было известно о том, что на территории Семипалатинской губернии, и ее окрестностях происходили ощутимые землетрясения слабой и средней силы, а также ощущались сильные землетрясения из района Алтая, Китая и Северного Тянь-Шаня. Максимальная интенсивность $I=7$ наблюдалась у землетрясения 21 мая 1901 г., в селе Глубокое. Данные о макросейсмических проявлениях исторических землетрясений были собраны по литературным источникам и дополнены параметрами сейсмических событий, с которыми они проассоциированы, рассчитаны эпицентрические расстояния. По характеристике макросейсмических проявлений, им был присвоена интенсивность, в соответствии со шкалой МСК.

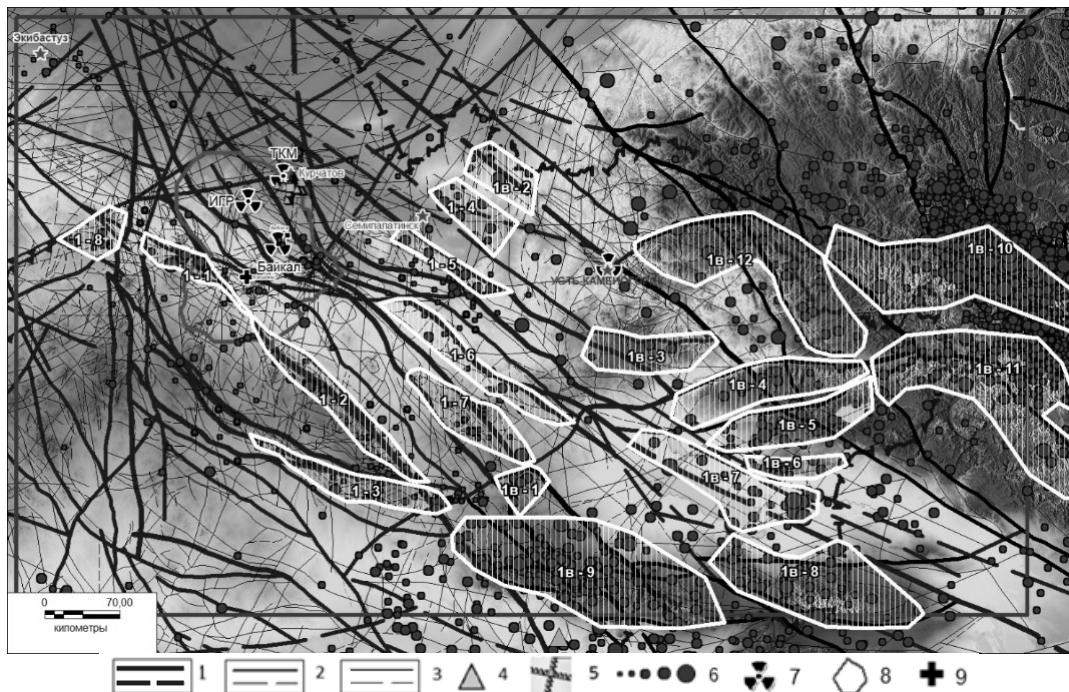
Следующий период времени 1961-1989 гг. тесно связан с функционированием в восточном Казахстане Семипалатинского испытательного полигона, а именно с проведением на нем подземных ядерных испытаний (ПЯВ). Достаточно часто производились ПЯВ с магнитудой $mb \geq 6$, такие взрывы ощущались на большей части восточного Казахстана. Интересно, что в это время практически отсутствует информация об ощутимых землетрясениях.

Следующий этап сейсмической активизации западного Алтая начался с Зайсанского землетрясения 14 июня 1990 г., с $M=6.6$ [20]. Землетрясение было детально исследовано, проведены полевые макросейсмические обследования, как со стороны Казахстана, так и со стороны СУАР КНР [20] (185 населенных пунктов). С наибольшей интенсивностью землетрясение проявилось в населенных пунктах Рожково и Бакасу, находящихся соответственно в 22 и 37 км южнее эпицентра, где сила сотрясений достигала 8 баллов [20].

27 сентября 2003 г. на территории Горного Алтая в долине р. Чуя в горной перемычке между Чуйской и Курайской впадинами произошло землетрясение с магнитудой $Mw=7.2$. За инструментальный период сейсмологических наблюдений это самое крупное землетрясение на территории Алтая-Саянской складчатой области. Землетрясение в зоне эпицентра вызвало сотрясения более 10 баллов по шкале MSK-64. На территории восточного Казахстана Чуйское землетрясение наиболее сильно ощущалось в населенных пунктах: Семей, Усть-Каменогорск, Курчатов – 4 балла.

Для станций сильных движений MAKZ, KURK, ZSN проведена обработка данных сильных движений (СД) при помощи программы ViewWave [21], обработанные данные внесены в базу данных. Всего в базу данных сильных движений внесены 160 обработанных акселерограмм с $A_{max} \geq 0.1 \text{ см}/\text{с}^2$ за период 1996-09.2023 г. [8]. Для оценки сейсмической опасности в районах размещения критических объектов на территории восточного Казахстана, на основе данных о сейсмогенерирующих зонах, максимальных магнитуд сильных землетрясений рассчитаны максимальные значения ускорений по зависимостям Аптикаева [22, 23], Фукушима-Танака) [23], Кэмпбел-Бозорня [24]. Очаги в зоне хребта Муржик способны создать воздействия с интенсивностью 7 баллов, пиковые ускорения достигают $70 \text{ см}/\text{с}^2$.

С целью уточнения и дополнения данных о геолого-тектонических условиях района восточного Казахстана проведён комплексный анализ результатов дешифрирования и интерпретации специализированных данных дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) по исследуемой территории; также были использованы литературные данные и данные интернет-источников. В результате полного анализа ДЗЗ, геолого-геофизических материалов, литературных данных и данных по сейсмичности составлена уточнённая карта активных разломов и сейсмогенных структур, выделенных по территории исследуемой площади восточного Казахстана (**рис. 3**).



1 – основные разломы первого порядка в коренных породах и перекрытие рыхлыми отложениями (пунктиром); 2 – разломы второго порядка; 3 – разломы третьего порядка; 4 и 5 – сейсмические станции ИГИ НЯЦ и Курчатов-Крест; 6 – эпицентры землетрясений по возрастанию магнитуды от менее 2 до 6; 7 - ядерные объекты; 8 – контур СИП; 9 - исследуемые площадки для изоляции РАО; белыми контурами обозначены сейсмогенные структуры первого порядка, в качестве подложки использована ЦМР с разрешением 90 м

Рис. 3. Обобщённая карта активных разломов и сейсмогенных структур восточного Казахстана

В результате исследований была создана база данных по землетрясениям для районов размещения атомных объектов восточного Казахстана. Она включает: каталоги землетрясений, механизмов очага, данные о макросейсмических эффектах землетрясений, параметры сильных движений до 2023 г., данные о сейсмогенерирующих зонах, активных разломах. А также, является информационной основой для создания пилотного проекта системы раннего предупреждения о сильных землетрясениях для объектов атомной отрасли на территории восточного Казахстана и уточнением сейсмической опасности региона.

Литература.

1. Аристова И.Л., Соколова И.Н., Великанов А.Е., Соколов А.Н. Использование данных сети мониторинга ИГИ НЯЦ РК для безопасности объектов атомной отрасли // Вестник Института сейсмологии НАН КР. - 2021. - № 2(18). - С. 11-22.
2. Михайлова Н.Н., Соколова И.Н., Полещко Н.Н. Историческая и современная сейсмичность территории Семипалатинского испытательного полигона. // Геофизические процессы и биосфера. - 2020. - Т. 19, - № 2. - С. 117–134.

3. Соколова И.Н., Михайлова Н.Н., Великанов А.Е. Техногенно-индуцированные сейсмические события на территории бывшего Семипалатинского испытательного полигона по данным полевых наблюдений // Российский сейсмологический журнал. – 2020. – Т. 2, № 4. – С. 7–15.
4. Соколова И.Н., Михайлова Н.Н., Великанов А.Е., Полешко Н.Н. Техногенная сейсмичность на территории Казахстана // Вестник НЯЦ РК. – 2017. – Вып. 2. - С.47.
5. Аристова И.Л., Соколова И.Н., Великанов А.Е. Индуцированная сейсмичность в районах угольных месторождений Восточного Казахстана по данным сети KZNET // Вестник Института сейсмологии НАН КР.- 2022. - № 2(20). - С. 13-23.
6. Михайлова Н.Н., Мукамбаев А.С. Сейсмические станции Национального ядерного центра РК и их вклад в решение задач оценки сейсмической опасности Восточного Казахстана // Вестник НЯЦ РК. – 2022. – Вып.2. - С. 3 - 16.
7. Соколова И.Н., Михайлова Н.Н. Исторические данные и архивные сейсмограммы как подтверждение сейсмичности территории Семипалатинского испытательного полигона//Вестник НЯЦ РК. – 2020. – Вып.3. - С.73.
8. Михайлова Н.Н., Соколов А.Н., Соколова И.Н. Количественные характеристики сейсмических колебаний грунта по записям приборов сильных движений на территории восточного Казахстана// Вестник НЯЦ РК. – 2022. – Вып.1. - С. 28 – 35.
9. Интернет ресурс <http://www.isc.ac.uk>.
10. Интернет-ресурс <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqarchives/epic>.
11. Интернет-ресурс <http://http://www.gsras.ru>.
12. Triep E., Sykes L. Frequency of occurrence of moderate to great earthquakes in intracontinental regions: Implications for changes in stress, earthquake prediction, and hazards assessments // Journal of Geophysical Research Atmospheres 1997. 102(B5):9923-9948
13. Кондорская Н.В., Шебалин Н.В. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР. М.: Наука. 1977. 535 с.
14. Землетрясения в СССР. М.: Наука. Ежегодные сборники за 1962-1991 гг.
15. Землетрясения Северной Евразии. Обнинск: ГС РАН. Ежегодные сборники за 1992-2014 гг.
16. Mikhailova NN, Mukambayev AS, Aristova IL, Kulikova G, Ullah S, Pilz M, Bindi D. Central Asia earthquake catalogue from ancient time to 2009. Ann. Geophys.; 58(1).
17. Великанов А.Е., Султанова Г.С., Аристова И.Л., Соколова И.Н., Мукамбаев А.С. Идентификация промышленных взрывов при оценке сейсмической опасности слабосейсмичных районов Казахстана // Вестник НЯЦ РК. - 2012. - Вып. 1. С. 68-73.
18. Раутян Т.Г. Об определении энергии землетрясений на расстояниях до 3000 км. // Труды ИФЗ АН СССР, 1964. №32 (199). – С. 72-98.
19. Мукамбаев А.С., Михайлова Н.Н. Решение проблемы неоднородности магнитуд в работах по сейсмическому зонированию территории Республики Казахстан. // Вестник НЯЦ РК. - 2014. - Вып. 4. С.86-92.
20. Нурмагамбетов А., Садыков А., Тимуши А.В., Хайдаров М.С., Власова А.А., Михайлова Н.Н., Сабитов М.М., Умирзакова А., Гапич В.А. Зайсанское землетрясение 14 июня 1990 г. // Землетрясения в СССР в 1990г. Москва, 1996г. - С. 54-60.
21. Kashima T. 2002. ViewWave Help, IISEE, BRI.
22. Аптикаев Ф.Ф. Инstrumentальная шкала сейсмической интенсивности. // “Наука и образование”. Москва. 2012. 178 с.
23. Михайлова Н.Н. Сейсмическая опасность в количественных параметрах сильных движений грунта (на примере г. Алматы). // Диссертация на соискание ученой степени доктора физико-математических наук. Москва. 1996. 338 с.
24. CampbellK.W., and Bozorgnia Y. Updated near-source ground motion (attenuation) relations for the horizontal and vertical components of peak ground acceleration and acceleration response spectra. Bull. Seism. Soc. Am. 2003. 93, 314–331.

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 25 АПРЕЛЯ 2023 г. В ЗАПАДНОМ КАЗАХСТАНЕ

Соколова И.Н., Габсатарова И.П., Бабкова Е.А.

ФИЦ «Единая геофизическая служба РАН», г. Обнинск, Россия

Аннотация. Рассмотрены параметры ощущимого землетрясения 25 апреля 2023 г. в Северо-восточном Прикаспии (Западный Казахстан, Мангистауской области). Географически эпицентр приурочен к Северо-Устюртской складчатой системе, в асейсмичном районе, между Южно-Эмбенской-Мугоджарской и Центрально-Устюртской сейсмогенерирующими зонами, $mb=4.5$. Для локализации использовались данные 52 сейсмических станций, скоростная модель Шацилова В.И. Результаты локализации были сопоставлены с параметрами землетрясения, полученными международными и региональными сейсмологическими центрами. Фокальный механизм очага землетрясения 25 апреля 2023 г. представлен сдвигом с компонентами сброса. Проведено сравнение с механизмами очагов землетрясений вблизи оз. Шалкар (1989, 2008 г.) и в Атырауской области (2021 г.). Проанализированы характеристики сейсмичности Западного Казахстана с исторических времен до 2023 г.

Введение. В последние годы вопросу существования в Западном Казахстане естественной и техногенной сейсмичности, уделяется большое внимание. Это связано с несколькими причинами:

Во-первых, в регионе находится большое количество нефтегазовых месторождений, землетрясения, инициированные разработкой месторождений, регистрируются во всем мире, наблюдается их рост [1, 2].

Во-вторых, в этом районе в советское время было проведено большое количество мирных ядерных взрывов в соли с образованием крупных подземных полостей для хранения газоконденсата, что также может быть источником сейсмических событий.

В-третьих, до недавнего времени это район считался асейсмичным, однако в последние годы были обнаружены свидетельства об исторических сильных землетрясениях на полуострове Мангышлак и плато Устюрт. По литературным, геофизическим и археологическим данным, показано, что за последние тысячелетия в этом регионе были как минимум 5 землетрясений с энергией, сопоставимой с Газлийскими 1976-1984 (максимальные магнитуды 7-7.5) [3-6].

В-четвертых, в Западном Казахстане до 1994 года отсутствовали регулярные сейсмические наблюдения. В 1994 году в районе хр. Мугоджары была введена в эксплуатацию сейсмическая станция Актюбинск АКТК, на месте которой в 2005 г. была установлена вспомогательная станция MCM (AS059). В 2003 г. открыта малоапертурная сейсмическая группа Акбулак (ABKAR). Открытие новых станций в слабосейсмичных районах позволило регистрировать сейсмические события различной природы. Землетрясение 26 апреля 2008 года в районе озера Шалкар, с интенсивностью в очаговой зоне 7 баллов, показало, что в Западном Казахстане существует сейсмическая опасность [7-10].

В-пятых, в последние годы, в районе Каспийского моря активизировались геодинамические процессы.

В связи с этим исследование природной и техногенной сейсмичности района Западного Казахстана, как исторической, так и современной актуально и имеет важную практическую ценность.

25 апреля 2023 г. в Мангистауской области Республики Казахстан произошло ощущимое землетрясение с $mb=4.5$. Географически эпицентр приурочен к Северо-Устюртской складчатой системе, в асейсмичном районе, между Южно-Эмбенской-Мугоджарской и Центрально-Устюртской сейсмогенерирующими зонами [11, 12]. Анализ сейсмологических бюллетеней как глобальных сейсмологических сетей мониторинга, так и региональных показал, что исследуемое сейсмическое событие является на текущий момент самым сильным, инструментально зарегистрированным землетрясением Мангистауской области.

Система наблюдения и использованные материалы. В настоящее время, на территории Западного Казахстана работает 4 стационарные трёхкомпонентные сейсмические станции (AKTO, INDER, FDRN, ALGA) и одна малоаппертурная сейсмическая группа ABKAR [13].

Начиная с 70-х годов XX века, в регионе для различных научных задач проводились полевые исследования. В августе – сентябре 2016 г. (10 станций) [14], а также с сентября 2021 по октябрь 2022 г. (10 станций и 2 малоаппертурные сейсмические группы) в Мангистауской области реализованы полевые работы совместной экспедицией Мичиганского гос. университета США и ИГИ НЯЦ РК с целью изучения характеристик сейсмического шума для выбора места установки новой сейсмической станции в Западном Казахстане. В ходе мониторинга сейсмичности на территории Западного Казахстана, в частности в Мангистауской области были выявлены очаги тектонических землетрясений малой энергии.

На территории Западного Казахстана находится большое количество нефтегазовых месторождений, самые крупные из них проводят геодинамический мониторинг на территории месторождений. Например, такие исследования проводятся на месторождении Кашаган, Тенгиз, Караганак, и др. Данные локальных сетей геодинамического мониторинга предназначены для служебного пользования.

Поскольку стационарных станций в Западном Казахстане мало при обработке сейсмических событий возникает проблема точности локализации событий, для многих источников наблюдается одностороннее расположение. В связи с этим, для обработки сейсмических событий целесообразно создавать виртуальные сети, и включать в обработку данные сейсмических станций, Кавказа, Урала, Узбекистана, Туркмении. Для уточнения параметров Мангистауского землетрясения были собраны волновые формы и бюллетени различных сейсмических сетей и центров обработки, которые позволили получить хорошее окружение эпицентра ($GAP=55^\circ$). Использованы данные 52 сейсмических станций на эпицентральных расстояниях от 420 км (INDER, сеть QZ) до 5759 км KLR (сеть ФИЦ ЕГС РАН, MCM). В собранную виртуальную сеть вошли станции ФИЦ ЕГС РАН, расположенные на Кавказе, Восточно-Европейской платформе, Урале, Сибири; станции сети SNECCA на территории Казахстана (QZ), Киргизии (KR), Армении (A2), Азербайджана (AB) и Грузии (GO); ИГИ НЯЦ РК (KZ), IRIS IDA (II) и MCM. На **рис. 1** представлена карта расположения сейсмических станций, данные которых использовались для локализации.

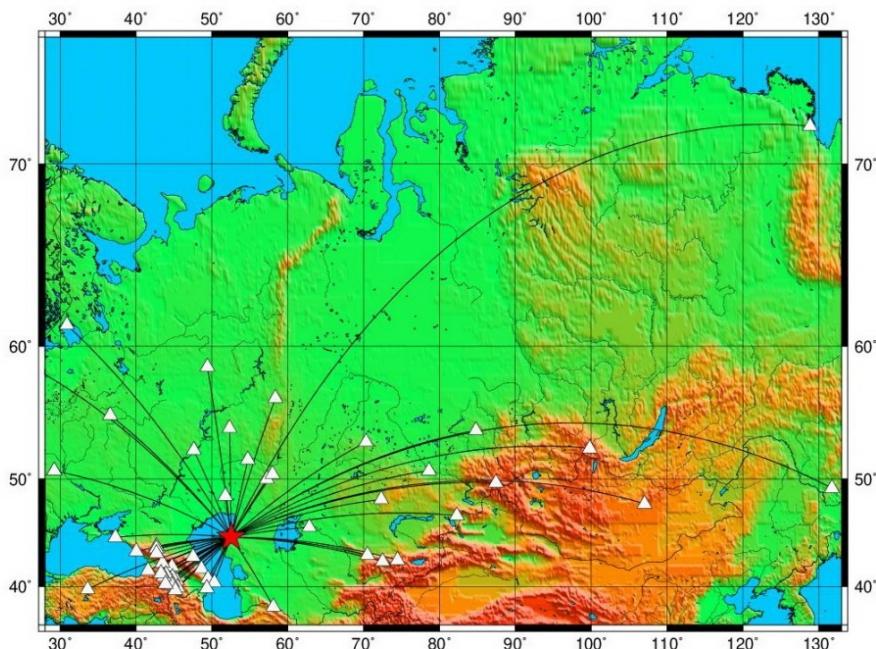


Рис. 1. Карта расположения сейсмических станций, данные которых использовались для обработки (треугольники), звездочка – эпицентр землетрясений 25 апреля 2023 г

Методика обработки данных и полученные результаты. Землетрясение 25 апреля 2023 г. было зарегистрировано большим количеством сейсмических станций как на региональных, так и телесейсмических расстояниях. В ФИЦ ЕГС РАН получено оперативное решение, а также проведен более детальный анализ параметров землетрясения с участием большого количества сейсмических станций. Для обработки было использовано мат. обеспечение GEOTOOOL [15], в качестве скоростной модели использован годограф Шацилова для территории Западного Казахстана, составленный по данным ГСЗ [16]. Использованы данные 52 сейсмических станций на эпицентральных расстояниях от 420 км (INDER, сеть QZ) до 5759 км KLR (сеть ФИЦ ЕГС РАН, МСМ). В собранную виртуальную сеть вошли станции ФИЦ ЕГС РАН, расположенные на Кавказе, Восточно-Европейской платформе, Урале, Сибири; станции сети SNECCA на территории Казахстана, Киргизии, Армении, Азербайджана и Грузии; ИГИ НЯЦ РК, IRIS IDA и МСМ.

В полученном решении $t_0=07:25:04.1$, $\varphi=44.8127^\circ$, $\lambda=52.5490^\circ$, $h=10$ км, эллипс ошибок составил: $S_{maj}=9.8$ км, $S_{min}=4.9$ км $Az=136$. В площадь, оконтуренную этим эллипсом, входит эпицентр NEIC, незначительно (на 5 - 7 км) к северу от эллипса ошибок расположены эпицентры центров IDC и GFZ. Эпицентр центра KNDC расположен в 75 км к востоку (рис. 2).

Ближайший пункт, где ощущалось землетрясение интенсивностью 2–3 балла Кызан, находится на удалении 13 км от полученного эпицентра, другой – Тушыкудук на расстоянии 45 км.

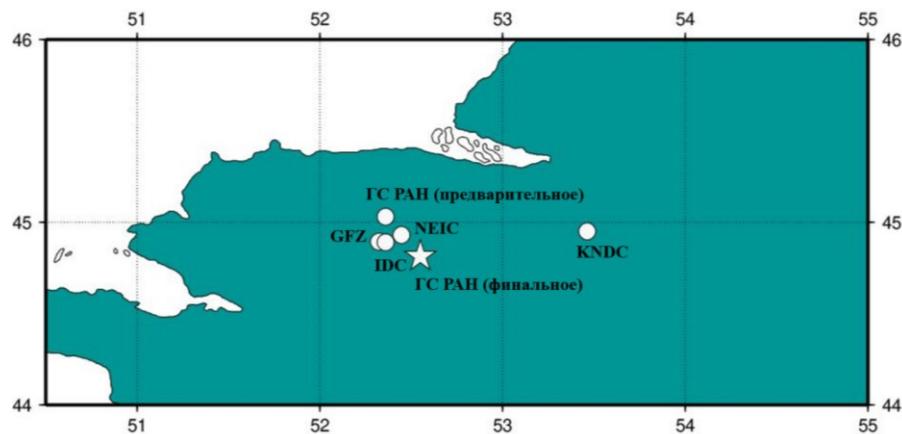


Рис. 2. Карта эпицентров землетрясения 25.04.2023 г. по данным Международных и региональных сейсмологических Центров. Звездочка – решение, полученное в ходе исследований.

Механизм очага землетрясения 25 апреля 2023 г. представлен сдвигом с компонентами сброса. Видимо, очаг может быть приурочен к неуверенно выделяемому диагональному разлому, секущему область между двумя протяженными сейсмогенерирующими зонами Казахстана: Южно-Эмбинско-Мугоджарской ($M_{max}=4.4$) и Центрально-Устюртской, ($M_{max}=5.0$). Подобный механизм имеет и Тенгизское землетрясение 19 октября 2021 г. Это отличает их от механизмов землетрясений 14.05.1989 и 26.04.2008 вблизи оз. Шалкар, представленными сбросами со сдвиговыми компонентами (рис. 3).

По мировым и региональным данным были собраны достоверные сведения о происходящих в изучаемом районе естественных или техногенных землетрясениях. Для этого использовались: макросейсмические данные об исторических землетрясениях, описанных в литературных источниках; результаты сейсмомониторинга глобальными сетями наблюдений, созданными в последние десятилетия на земном шаре, содержащиеся в международных каталогах и бюллетенях, в том числе в ISC, NEIC, REB, ГС РАН; специализированный каталог землетрясений Северной Евразии с древнейших времен до 1990 г., созданный в ИФЗ АН

СССР [6]; результаты обработки данных KNDC (www.kndc.kz) ИГИ НЯЦ РК с участием сейсмической группы международного мониторинга Акбулак (с 2004 г.) и трехкомпонентной сейсмической станции Актюбинск (с 1994 г.), расположенных в Западном Казахстане; записи станций России, Грузии, Азербайджана, Туркмении, и других стран из архива ГС РАН и IRIS DMC (www.iris.edu); записи станций МСМ ОДВЗЯИ (www.ctbto.org).

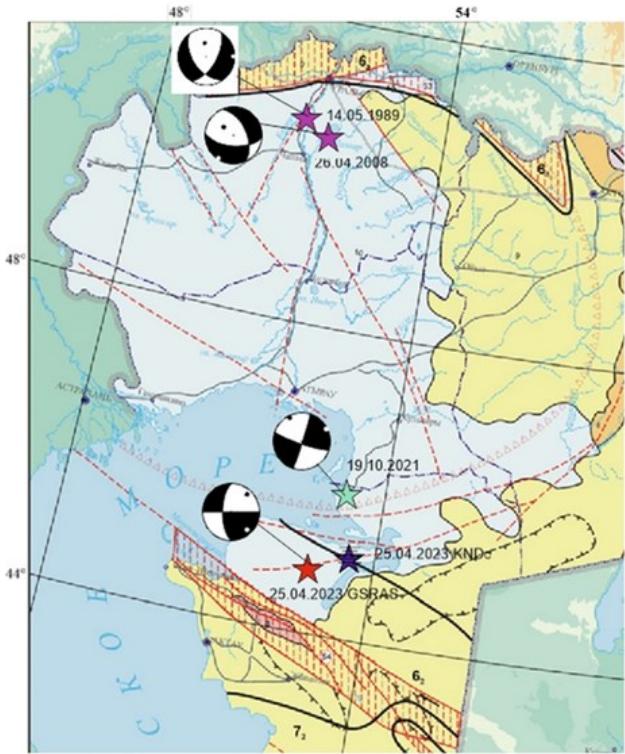


Рис. 3. Фокальные механизмы землетрясений на территории Западного Казахстана на фрагменте карты Сейсмического зонирования Казахстана

На рис. 4 приведена карта расположения эпицентров инструментально зарегистрированных землетрясений Западного Казахстана. Анализ макросейсмических данных исторического периода показал, что сейсмическая опасность западного Казахстана недооценена.



Рис. 4. Карта расположения эпицентров инструментально зарегистрированных землетрясений Западного Казахстана

По современным данным мировых и региональных сейсмических бюллетеней территория Западного Казахстана является сейсмически активной, в последние годы наблюдается рост землетрясений приуроченных к районам добычи нефти и газа [2]. Для мониторинга сейсмичности в Западном Казахстане необходимо создать дополнительную сейсмическую группу и расширить сеть стационарных трехкомпонентных сейсмических станций.

Литература.

1. Нурмагамбетов А. Землетрясение 21 февраля 2011 г. и сейсмическая опасность Атырауского региона. Журнал «Oil&Gas». 2011. № 3 - С.100-103.
2. Соколова И.Н., Михайлова Н.Н., Великанов А.Е., Полешко Н.Н. Техногенная сейсмичность // Вестник НЯЦ РК. Вып. 2, 2017, - С. 47-58.
3. Никонов А. А. Разрушительное землетрясение на Мангышлаке. Физика земли, № 5, М., 1994. - С. 71-74.
4. Никонов А.А. Археологические и исторические свидетельства разрушительного землетрясения на Устюрте в XVIII веке // Российская археология. – М., 1996. – С. 80-92.
5. Никонов А.А., Куланин И.В. и др. Предварительная оценка сейсмичности полуострова Мангышлак и промплощадки МАЭК // Отчет фонда НИЦ „Геосфера". М., 1990. - 70 с.
6. Специализированный каталог землетрясений Северной Евразии с древнейших времен до 1990 г. (SECNE) / Ред. Н.В. Кондорская, В.И. Уломов. – М.: Фонды ИФЗ РАН, 1995.
7. Михайлова Н.Н., Соколова И.Н., Великанов А.Е., Полешко Н.Н. Сейсмичность западного Казахстана по данным сети НЯЦ РК. // Сейсмопрогностические наблюдения на территории Азербайджана / РЦСС НАНА. – 2012.– С. 336–348.
8. Нурмагамбетов А. О. сейсмичности и сейсмической опасности Мангистауского региона. Доклады Министерства науки – Академии наук РК, Алматы, 1996. - С. 47-53.
9. Мукамбаев А.С., Михайлова Н.Н. К проблеме оценки сейсмической опасности Западной Казахстана // Вестник НЯЦ РК. - 2010. - Вып. 4. - С. 142-147.
10. Михайлова Н.Н., Великанов А.Е. О природе Шалкарского землетрясения (Западный Казахстан, 26 апреля 2008 года) // Промышленность Казахстана, 12.2008-02.2009, № 6(51) - 1(52). - С 52-55.
11. Тимуш А.В., Тарадаева Т.В., Степаненко Н.П., Садыкова А.Б., Сыдыков А. Сейсмогенерирующие зоны Казахстана. – Алматы. 2012. - 81 с.
12. Садыкова А.Б. Сейсмическая опасность территории Казахстана – Алматы. 2012, - 267 с.
13. Mikhailova N.N., Sokolova I.N. Monitoring System of the Institute of Geophysical Research of the Ministry of Energy of the Republic of Kazakhstan // Summary of the Bulletin of the International Seismological Centre. – 2019. – V. 53, N 1. – P. 27–38. doi: 10.31905/RK46YGLU.
14. Mackey K., Sokolova I.N., Burk D., Abishev A., Belyashov A., Jih R. A seismic noise survey of West Kazakhstan // COMPREHENSIVE NUCLEAR-TEST-BAN TREATY: Science and Technology Conference 2017. Book of Abstracts, Vienna, 26-30 June 2017. - p. 68.
15. Coyne J., Clark K., Lloyd S. IDC Documentations Geotool Software User Tutorial.16 July 2003. – 59 p.
16. Шацилов В.И. и др. Скоростные модели земной коры Казахстана - Алматы: Евразия, 1993. - С. 105.

МЕЗОЗОЙСКИЙ ПРОГИБ ЦЕНТРАЛЬНОГО И ВОСТОЧНОГО СЕГМЕНТОВ БОЛЬШОГО КАВКАЗА В СТРУКТУРЕ КОНСОЛИДИРОВАННОЙ КОРЫ

Стогний Г.А., Стогний В.В.

Геофизический институт Владикавказского научного центра РАН, г. Владикавказ, Россия

Аннотация. По результатам интерпретации геолого-геофизических материалов показано, что консолидированная кора Центрального и Восточного сегментов Большого Кавказа разделена продольным Сването-Алазанским межплитным разломом на Тырныауз-Кубачинский и Джава-Ширакский мегаблоки, принадлежащие соответственно к южному флангу Скифской плиты и северному флангу Закавказской микроплиты. С учетом характера распространения лейаса-ааленовых отложений мегаантеклиниория зона Сването-Алазанского межплитного разлома рассматривается как осевая часть раннеюрского трога Большого Кавказа.

В строении юрско-мелового прогиба Большого Кавказа обычно выделяют осевую зону и зоны южного и северного склонов, которые выражены в продольной тектонической зональности лейаса-ааленовых отложений мегаантеклиниория [1]. Согласно [2], разрез осевого прогиба, соответствующий зоне Южного склона мегаантеклиниория Большого Кавказа, представлен преимущественно алеврит-глинистыми, относительно глубоководными отложениями мощность до 7 км. На северном борту прогиба лейас-ааленовые отложения лежат на палеозойском фундаменте Центрального Кавказа, а на южном – на территории Сванетии несогласно перекрывают дисскую серию.

Северное крыло Центрального сегмента мегаантеклиниория представлено Лабино-Малкинской (Бечасынской) зоной, осевая ее часть сложена метаморфическими и магматическими породами зоны Главного хребта, а зона Южного склона – мезозойскими карбонатно-сланцевыми толщами Сванетского антиклиниория, флишевыми отложениями Чиауро-Дибарацкого синклиниория и терригенными и вулканогенными толщами Гагро-Джавской зоны [3]. Роль северного крыла Восточного сегмента мегаантеклиниория выполняет зона известнякового Дагестана, Центральная зона сложена существенно сланцевыми толщами юры антиклиниория Восточного Кавказа, а южное крыло сегмента образует Чиауро-Дибарацкий флишевый синклиниорий.

Анализ положения зон юрско-мелового прогиба Большого Кавказа по отношению к тектоническим элементам консолидированной коры проведен на основе геологического строения Центрального и Восточного сегментов мегаантеклиниория [4] и схемы его консолидированной коры, предложенной в работах [5, 6].

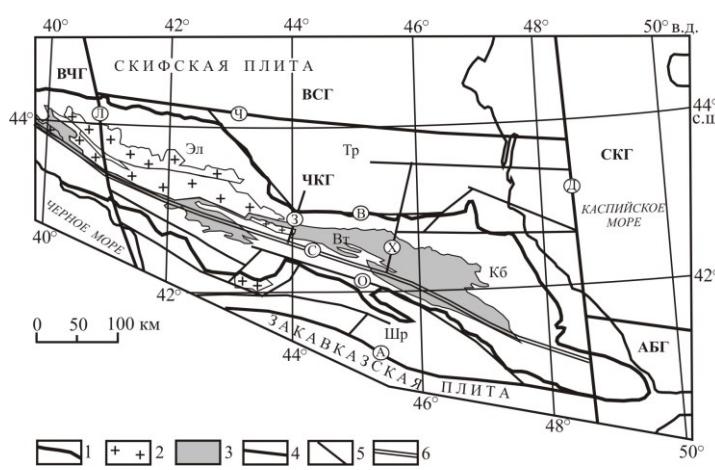
Консолидированная кора Центрального и Восточного сегментов Большого Кавказа отнесена к Черноморско-Каспийскому геоблоку, разделенному продольным Сването-Алазанским межплитным разломом на Тырныауз-Кубачинский и Джава-Ширакский мегаблоки, принадлежащие соответственно к южному флангу Скифской плиты и северному флангу Закавказской микроплиты (**рис. 1**). Кристаллический фундамент Тырныауз-Кубачинского мегаблока характеризуют выходы раннедокембрийских метаморфических и палеозойских магматических пород Передового и Главного хребтов, а Джава-Ширакского мегаблока – метаморфические породы Дзирульского кристаллического массива.

Сването-Алазанский разлом в материалах профиля ММЗ [7] проявляется как зона перехода на глубинах 10–55 км высокоскоростного разреза в низкоскоростной, а в разрезе профиля ГСЗ Степное-Бакуриани [8] его можно сопоставить с разломом северного падения, ограничивающим высокоскоростной (7.0–7.3 км/с) блок в южной части профиля.

Кубачинский блок с востока ограничен межгеоблоковым Дербент-Ленкоранским разломом. По профилю Волгоград-Нахичевань, пересекающему Кубачинский блок, граница Мохоровичича имеет форму прогиба глубиной до 60 км [8]. Предполагается, что после ким-

мерийской складчатости произошло метаморфическое уплотнение низов коры Восточного сегмента, компенсировавшее ее деформационное утолщение [2].

Распространение нижнеюрских отложений Центрального и Восточного сегментов Большого Кавказа приурочено главным образом к Сването-Алазанскому межплитному разлому (рис. 1), зону которого можно рассматривать как наиболее глубокую часть раннеюрского трога.



1 – контур мегаантклиниория Большого Кавказа; 2 – выходы раннедокембрийских метаморфических пород и палеозойских гранитов Центрального сегмента и Дзирульского массива; 3 – нижнеюрские отложения осевой зоны; 4 – межграбеновые разломы: Ч – Черекско-Кизлярский, А – Аджаро-Мингечаурский, Д – Дербент-Ленкоранский, Л – Лаба-Батумский; 5 – межблоковые разломы: В – Владикавказский, О – Онийский, З – Згитский, Х – Халкидийский; 6 – Сването-Алазанский (С) межплитный разлом. Геоблоки: ВЧГ – Восточно-Черноморский, ВСГ – Восточно-Скифский, ЧКГ – Черноморско-Каспийский; СКГ – Средне-Каспийский, АБГ – Апшероно-Бакинский. Блоки: Эл – Эльбрусский, Вт – Верхнетереский, Кб – Кубачинский, Тр – Терский, Шр – Ширакский.

Рис. 1. Положение нижнеюрских отложений осевой зоны прогиба по отношению к структуре блоковой делимости консолидированной коры Центрального и Восточного сегментов Большого Кавказа. Схема составлена с учетом [4]

Судя по характеру распространения нижнеюрских отложений, трог Центрального сегмента был более узкий, чем Восточного сегмента. В пределах последнего лейас-ааленовые отложения развиты преимущественно на северном склоне прогиба.

Работа выполнена по госзаданию ФГБУН Геофизического института ВНЦ РАН, код: FMSM-2022-0013.

Литература.

1. Большой Кавказ в альпийскую эпоху / Ред. Ю.Г. Леонов. М.: ГЕОС, 2007. - 366 с.
2. Трифонов В.Г., Соколов С.Ю., Соколов С.А., Хессами Х. Мезозойско-кайнозойская структура Черноморско-Кавказско-Каспийского региона и ее соотношение со строением верхней мантии // – Геотектоника. 2020. - № 3. - С. 55–81.
3. Хайн В.Е. Большой Кавказ // Тектоника южного обрамления Восточно-Европейской платформы / Под ред. В.Е. Хайна, В.И. Попкова. – Краснодар: Кубан. гос. ун-т, 2009. - С. 150–161.
4. Геологическая карта России и сопредельных государств (в границах бывшего СССР). М-б 1 : 5 000 000. / Под ред. Р.И. Соколова. – СПб: ВСЕГЕИ, 1992. 2 листа.
5. Стогний Г.А., Стогний В.В. Сейсмичность Большого Кавказа с позиции блоковой делимости земной коры // Экологический вестник научных центров Черноморского экономического сотрудничества (ЧЭС). 2017. - № 2. - С. 86–95.
6. Стогний Г.А. Стогний В.В., Гросс С.С., Пономарева Н.Л. Геолого-геофизические особенности и сейсмичность области раздела Центрального и Восточного сегментов Большого Кавказа // Нефтяная геология, гидрогеология и геотехника Юга России: сборник научных трудов. Выпуск 3. Краснодар: Кубанский гос. ун-т, 2023. - С. 64–74.
7. Рогожин Е.А., Горбатиков А.В., Степанова М.Ю., и др. Структура и современная геодинамика мегаантклиниория Большого Кавказа в свете новых данных о глубинном строении // Геотектоника. 2015. - № 2. - С. 36–49.
8. Павленкова Г.А. Строение земной коры Кавказа по профилям ГСЗ Степное-Бакуриани и Волгоград-Нахичевань (результаты переинтерпретации первичных данных) // Физика Земли. 2012. - № 5. - С. 16–23.

НЕКОТОРЫЕ РЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО СЕГМЕНТА БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Стогний В.В., Стогний Г.А.

Геофизический институт Владикавказского научного центра РАН, г. Владикавказ, Россия

Аннотация. Выполнен расчет четырех профилей реологической стратификации литосферы по профилю ГСЗ Степное–Бакуриани, пересекающего Центральный сегмент мегаантеклиниория Большого Кавказа. Показано, что в пределах исследованного разреза консолидированной коры наибольшая подвижность (криповое состояние) характерно для верхнего гранитоидного и нижнего метабазитового слоев. Этим объясняется повышенная мощность нижнего слоя земной коры в пределах Большого Кавказа, а также увеличение мощности верхнего слоя в центральной (осевой) его части.

Методика изучения реологической стратификации литосферы, разработанная Г. Раналли [1, 2], нашла широкое применение в тектоно-геодинамических исследованиях различных регионов мира [3–8].

Цель проведенных исследований заключалась в изучении особенностей реологической стратификации Центрального сегмента мегаантеклиниория Большого Кавказа. В качестве основы был взят региональный профиль ГСЗ Степное–Бакуриани в интерпретации Г.А. Павленковой [9], пересекающий восточную часть Центрального сегмента Большого Кавказа (переходная зона между Центральным и Восточным сегментами согласно [10]). Местоположение профилей реологической стратификации показано на рис. 1. Профиль *а* – расположен в пределах Закавказской плиты, профиль *б* – на Южном склоне мегаантеклиниория, профиль *в* – в осевой зоне Большого Кавказа, а профиль *г* – в пределах Скифской плиты.

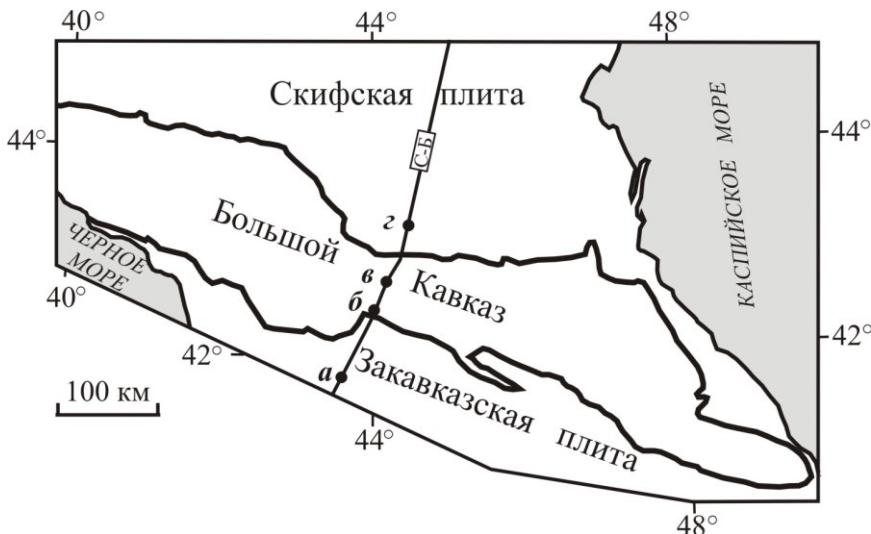
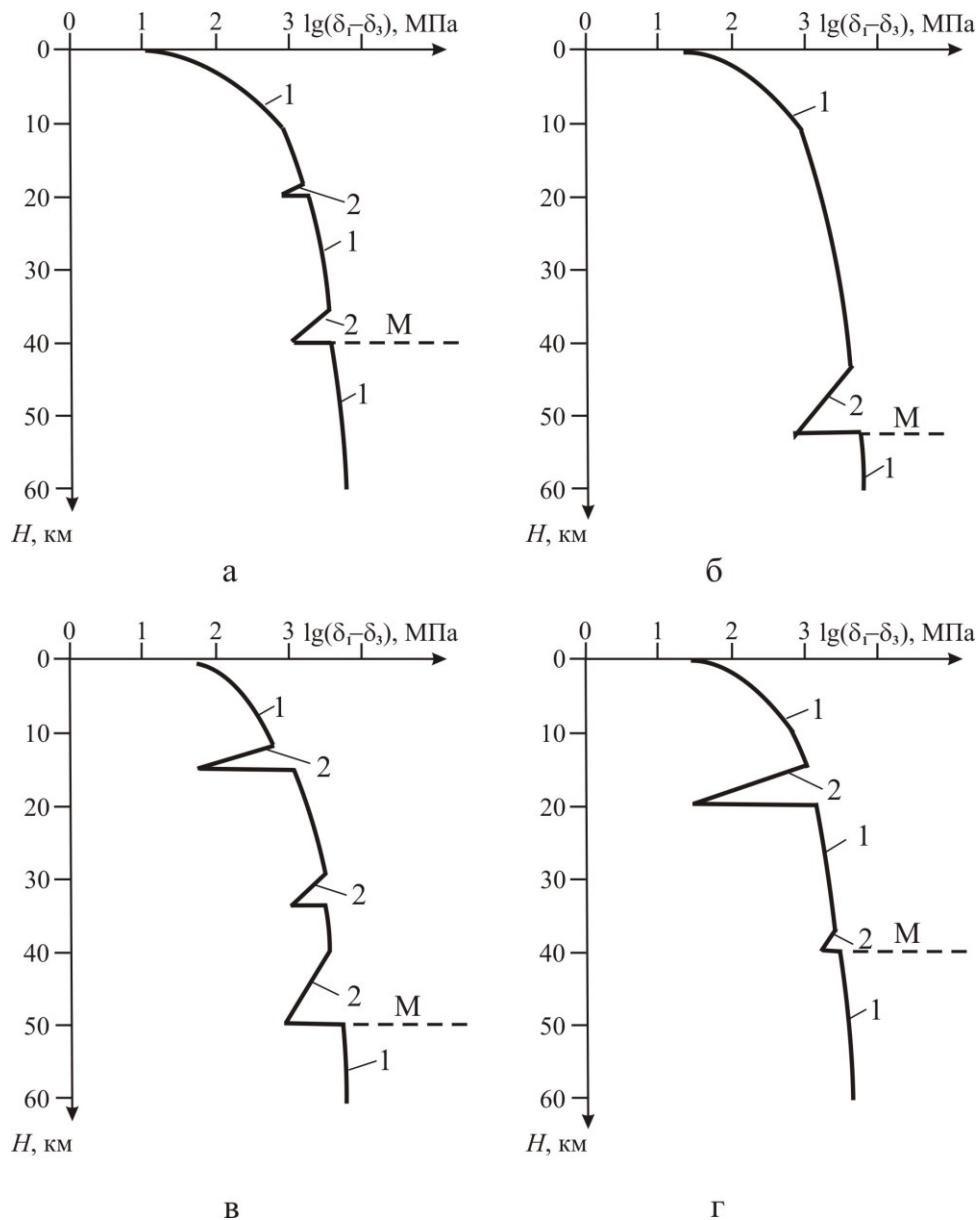


Рис. 1. Схема расположения расчетных реологических профилей обобщенной прочности литосферы (*а*–*г*) по региональному профилю ГСЗ Степное–Бакуриани (С–Б) [9]

Методика исследований заключалась в сопоставлении обобщенной прочности литосферы на различных глубинах, вычисленной согласно закону сухого трения Кулона-Биерли, определяемой литостатическим давлением (без учета возможного влияния на некоторых интервалах разрезов различий литостатического давления и давления поровой жидкости при наличии трещинно-поровых флюидов, определяемых законом Терцаги), и криповой прочности. Для расчета профилей обобщенной прочности литосферы по закону Кулона-Биерли плотность в различных интервалах разреза вычислялись исходя из корреляционных зависи-

мостей, полученных Г.Ш. Шенгелая [11] для Центрального Кавказа, по скорости продольных волн профиля Степное–Бакуриани [9], а реологические параметры [12] слоев были выбраны согласно их средним плотностям. Температурный градиент при расчете криповской прочности выбирался из условия постоянства температуры на границе Мохоровичича (600°C) и в зависимости от ее глубины составлял от 15 до $11^{\circ}\text{C}/\text{км}$. Результаты проведенных расчетов приведены на **рис. 2**.



a - $x=120$ км; б - $x=220$ км; в - $x=270$ км; г - $x=320$ км. Кривые обобщенной прочности литосферы: 1 – при хрупком разрушении, 2 – “криповая” прочность. М – граница Мохоровичича.

Рис. 2. Расчетные реологические профили обобщенной прочности литосферы восточной части Центрального сегмента Большого Кавказа по региональному профилю ГСЗ Степное–Бакуриани:

Выявленная особенность по исследованным профилям реологической стратификации литосферы (**рис. 2а-г**) – это высокая подвижность (криповое состояние) нижнего слоя земной коры. По-видимому, этим можно объяснить его утолщение (до глубины 50-55 км) в интервале $x=150-280$ км профиля ГСЗ Степное–Бакуриани [9], мощность его по разрезу в точке $x=220$ км (**рис. 2б**) составляет 18 км при глубине подошвы (граница M) 53 км, а в точке $x=270$ км (**рис. 2в**) – соответственно 17 и 50 км. Также следует отметить высокую подвиж-

ность гранитоидного слоя консолидированной земной коры (при его значительной мощности), что является одним из факторов увеличенной мощности этого слоя в центральной (осевой) части исследованного профиля. Так, в точке $x=270$ км (рис. 2в) его подошва устанавливается на глубине $h=15$ км при мощности перекрывающих осадочных отложений, не превышающих 1 км. По результатам проведенных исследований предполагается, что основным механизмом формирования альпийского орогена Центрального сегмента Большого Кавказа являлась «жесткая» коллизия.

Таким образом, выполненный расчет профилей реологической стратификации земной коры Центрального сегмента Большого Кавказа по профилю ГСЗ Степное-Бакуриани позволяет более обоснованно подойти к проблеме механизмов его формирования с учетом различной обобщенной прочности слоев консолидированной коры.

Работа выполнена по госзаданию ФГБУН Геофизического института ВНЦ РАН, код: FMSM-2022-0013.

Литература.

1. *Ranalli G.* Rheology of the Earth. London: Allen and Unwin, 1987. - 336 p.
2. *Ranalli, G., Murphy, D.C.* Rheological stratification of the lithosphere. Tectonophysics. 1987. Vol. 132, - pp. 281–295.
3. *Глазнев В.Н.* Комплексные геофизические модели литосферы Фенноскандии. Апатиты: ЗАО «КаэМ». 2003. - 252 с.
4. *Стогний Г.А., Стогний В.В.* Подвижные пояса Алдано-Станового щита – индикаторы реологического состояния земной коры // Геология и разведка. 1999. - № 5. - С. 129-135.
5. *Стогний В.В., Стогний Г.А.* Реологические модели в сейсмологических исследованиях Северо-Западного Кавказа // Коллективная монография: Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа (по материалам VII Всероссийской научно-технической конференции «Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа». 6–9 декабря 2017 г., г. Ессентуки). Том VII. Часть 2 / Под ред. И.А. Керимова М.: ИИЕТ РАН, 2017. С. 173–180.
6. *Белов А.А., Буртман В.С., Зенкевич В.П. и др* Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования // Отв. ред. Ю.М. Пущаровский, В.Г. Трифонов. М.: Наука, 1990. - 293 с.
7. *Cloetingh S., Spadini G., Van Wees J.D., Beekman F.* Thermo-mechanical modelling of Black Sea Basin (de)formation // Sedimentary Geology, 2003. Vol. 156, - pp. 169-184.
8. *Orug B., Ulutaf E., Pamukgu O., Haluk Selim H., Sonmez T.* Rheological stratification and spatial variations in the effective elastic thickness of the lithosphere underneath the central Anatolian region, Turkey // Journal of Asian Earth Sciences, 2019. Vol. 176, - pp. 1-7.
9. *Павленкова Г.А.* Строение земной коры Кавказа по профилям ГСЗ Степное-Бакуриани и Волгоград-Нахичевань (результаты переинтерпретации первичных данных) // Физика Земли. 2012. - № 5. - С. 16–23.
10. *Стогний Г.А. Стогний В.В., Гросс С.С., Пономарева Н.Л.* Геолого-геофизические особенности и сейсмичность области раздела Центрального и Восточного сегментов Большого Кавказа // Нефтяная геология, гидрогоеология и геотехника Юга России: сборник научных трудов. Выпуск 3. Краснодар: Кубанский гос. ун-т, 2023. - С. 64–74.
11. *Шенгелая Г.Ш.* Гравитационная модель земной коры Кавказа. М.: Наука, 1984. 128 с.
12. *Стогний В.В., Стогний Г.А.* Физика Земли: Учеб. пособие. Якутск: Изд-во ЯГУ, 2000. - 190 с.

РЕЗУЛЬТАТЫ ТРАНШЕЙНЫХ РАБОТ В АДЫРНОЙ ЗОНЕ ПРИИССЫКУЛЬЯ

Стрельников А.А.¹, Абдиева С.В.²

¹*Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия*

²*Кыргызско-Российский Славянский университет имени Б. Н. Ельцина,
г. Бишкек, Кыргызстан*

Аннотация. Представлены результаты проведенных палеосейсмологических и археосейсмологических исследований в Северном Прииссыкулье с целью изучения последствий сильных исторических сейсмических событий, выявление нарушений целостности рельефа, оценка силы, места и времени возможных землетрясений в данном регионе. По данным радиоуглеродного датирования вдоль зон активных разломов имели место серии сильных голоценовых землетрясений, произошедших в период с VIII в до н.э. по XX в н.э. чередуясь с периодами затишья длительностью от 1,5 до 3 тысяч лет.

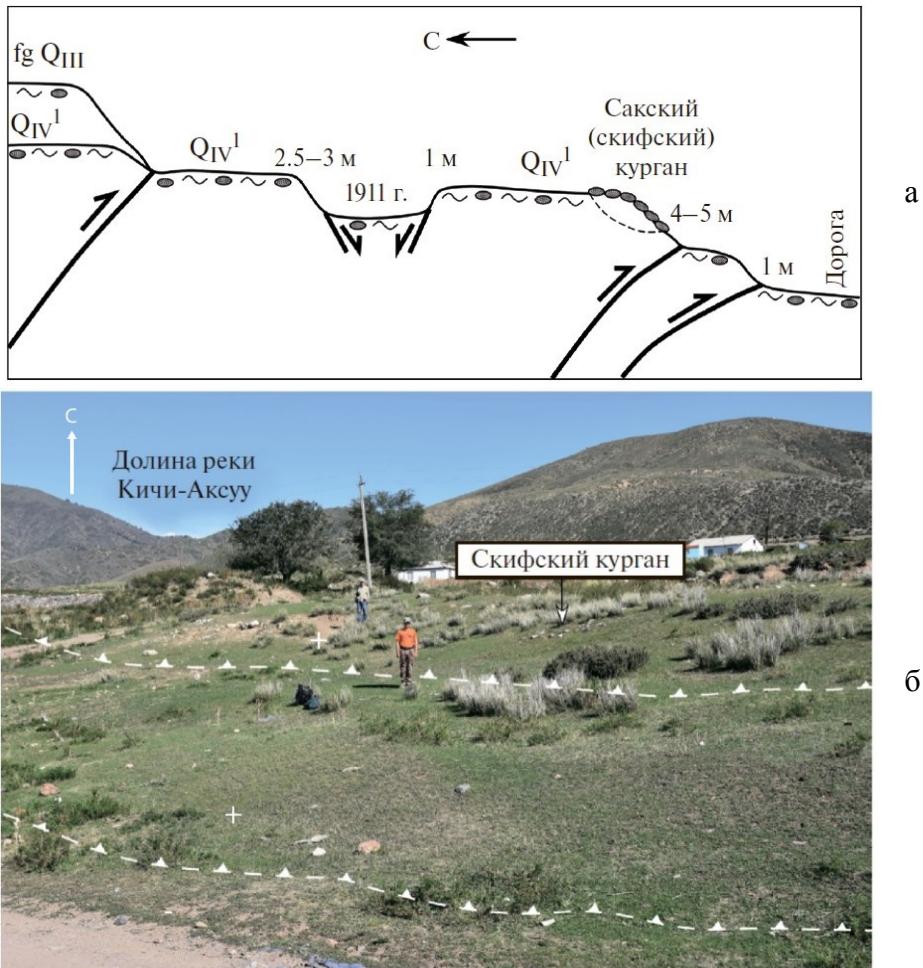
По результатам исследований восточного окончания Культорского предгорного разлома в Северном Прииссыкулье выявлено, что морфологически зона разлома представляет собой лестницу сейсмоуступов, созданных подвижками по нескольким сближенным разрывным плоскостям, пологопадающим под предгорья на север. Во фронтальные – склоновые части сейсмоуступов попали, были повреждены и разрушены многочисленные археологические памятники сако-усуньского, тюркского и караханидского возраста. Документация палеосейсмологических траншей, пройденных вкрест простирания самых южных и самых молодых сейсмоуступов, позволила определить минимальный возраст, повторяемость и силу сильных исторических землетрясений (рис. 1). Латеральное меридиональное наращивание площади предгорий происходит во время сильных землетрясений. Сильные палеоземлетрясения по изученному участку предгорного разлома имели место в периоды: 60–170 гг. н.э.; 530–620 гг. н.э.; 1160–1250 гг. н.э.; 1410–1460 гг. н.э. Временная разница между датами составляет 200–600 лет. Полученные параметры сейсмоуступов были использованы для подсчетов магнитуд исторических сейсмических событий: $M \sim 7$ по высотам изученных сейсмоуступов. При рассчитанных значениях магнитуд интенсивность сейсмических колебаний согласно шкале МСК-64 составляет $I_0 = 9$ и более баллов. Подтверждаются ранние предположения о вовлечении в поднятие расположенных к югу участков Иссык-Кульской котловины.

Исходя из результатов, проведенных палеосейсмологических и археосейсмологических исследований предгорья Дувана, а также на основе уже произведенных работ по Ала-Баш-Конур-Оленской впадине, в том числе и дешифрирования космических снимков, удалось выделить уступ протяженностью 54 км по северному обрамлению Ала-Баш-Конур-Оленской впадине, сопровождаемый в отдельных местах ступенчатым компенсационным грабеном, образованным неизвестным сильным палео-землетрясением [2, 3].

На основе геоморфологического анализа, проведенного по результатам дешифрирования, были зафиксированы масштабные изменения рельефа. Из всех выделенных районов наиболее ярким и доступным оказался участок между южным подножьем гор Дувана и реки Актерек. Там находится слабо обработанный эрозионными процессами участок компенсационного грабена «След дракона» [3].

Вблизи данного объекта были проведены полевые исследовательские работы с использованием траншейных исследований, благодаря которому была обнаружена серия сейсмических событий, четко отраженная в стенках двух траншей, выкопанных поперек линии уступов.

Близ южного исследуемого участка, около побережья реки Актерек, были обнаружены и изучены древние деформированные сейсмоуступом захоронения калмакских воинов XVIII в.



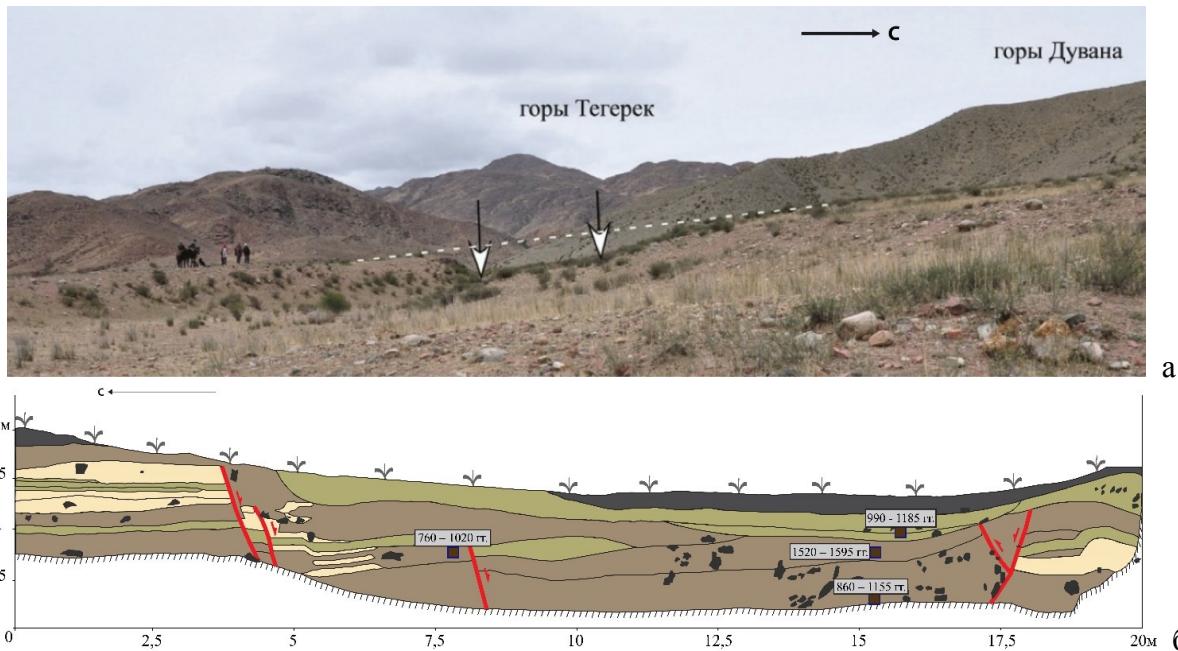
а – схематическая внемасштабная зарисовка; б – общий вид на северо-запад; линии – тыловые швы сейсмоуступов; бергштрихи на линиях – направление падения плоскости разрыва [1]

Рис. 1. Сейсмоуступы в левобережье р. Кичи-Аксуу

Следующий возрастной показатель серии землетрясений содержится непосредственно в стенках траншей. Там были обнаружены захороненные под слоем осадков «палеопочвы», радиоуглеродный анализ которых показал, что существовало несколько последовательных сейсмических событий возрастами: (760–1020 гг. н.э.), (860–1155 гг. н.э.), (990–1185 гг. н.э.) и (1520–1595 гг. н.э.) в северной траншее, близ предгорья Дувана; возрастами (1270–1305 гг. н.э.), (1440–1515 гг. н.э.) и (1725–1785 гг. н.э.) в южной, прибрежной траншее (рис. 2) [3].

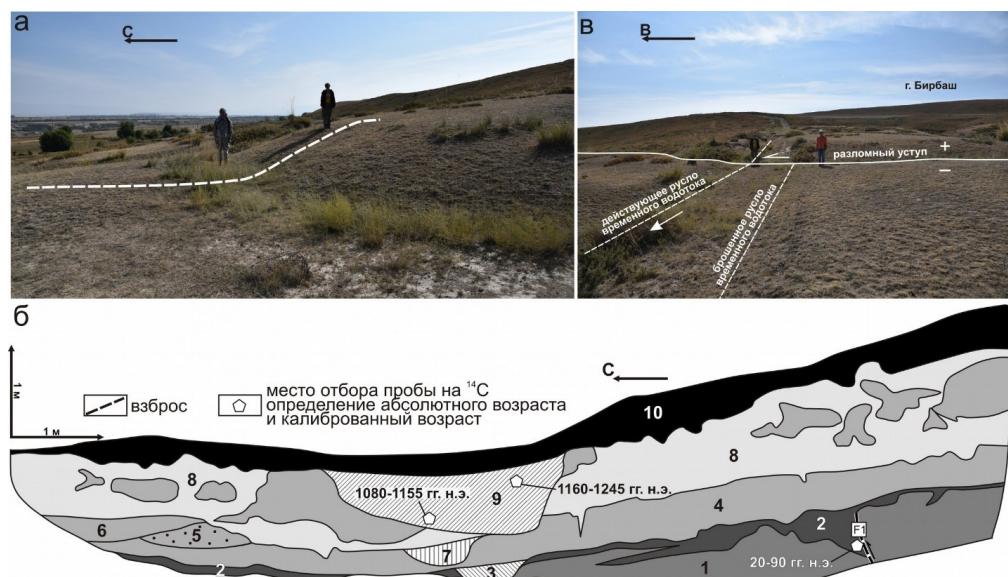
В 15 км к северо-востоку от восточной окраины Оргочерской антиклинали, на южном берегу залива Пржевальского, находится еще одно субширотно вытянутое поднятие размерами 8x3 км – гора Бир-Баш высотой 1811 м. По своей геологической структуре это поднятие аналогично вышеописанным складкам. На крыльях и в ядре антиклинали обнажаются отложения верхней части иссык-кульской свиты. На крыльях они перекрываются средне-верхнеплейстоценовыми пролювиальными образованиями, которые, в свою очередь, погружаются под широкую наклонную аллювиально-пролювиально-озерную равнину позднеплейстоценового возраста.

Таким образом, морфологическое выражение в рельефе антиклиналь Бир-Баш получила лишь в поздне-четвертичное время. Южное крыло антиклинали пологое и длинное, северное крыло более крутое и короткое. Его формирование осложнено активным разломом взбросовой кинематики [4, 5]. Наши палеосейсмологические исследования позволили выявить признаки активности этого разлома (рис. 3).



а – фотография грабена в его западной части, вид на ЗЮЗ, днище грабена показано стрелками, пунктирная линия – исходная поверхность пролювиального конуса выноса; б – трапишея, пройденная через центральную часть компенсационного грабена к югу от гор Дувана, восточная стенка [3]

Рис. 2. Компенсационный грабен в тылу надвигового сейсмоуступа к югу от гор Дувана



а – фотография уступа в месте заложения трапишии (пунктирная линия). Люди стоят на его бровке и подножье; б – разрез восточной стенки трапишии. Цифрами обозначены номера слоев.

Описание слоев см. в тексте; в – левосдвиговое смещение русла временного водотока вдоль разломного уступа [6]

Рис. 3. Исследование структуры разломных уступов на северном склоне горы Бир-Баш

Амплитуда смещения кровли слоя 1 вдоль линии падения разлома – 0.5 м. Деформации срезаются и запечатываются слоем 2 – делювиальные пески с изолированной галькой и гравием. Наибольшую мощность слой 2 имеет непосредственно к северу от разломной плоскости F1 – 0.6 м. В слои 1 и 2 вложена линза слоя 3 мощностью 0.2 м. Она сложена песком с гравием и дресвой и представляет собой заполненное отложениями русло ирригационного канала (арыка I).

Судя по ^{14}C возрасту образца палеопочвы (BRB-1), фрагмент которой присутствовал в основании слоя 2, – 1936 ± 39 лет (FMC-25-4), калибранный возраст – 20–90 гг. н.э. Этот арык был прорыт усунями, потомками европеоидных саков (скифов). Слои 4–6 представляют собой эоловые отложения мощностью до 0.5 м, представленные лессовидными суглинками (слои 4 и 6) и песком (слой 5). В лессовидные суглинки слоя 4 вложена линза – слой 7 мощностью до 0.5 м. Она сложена супесью, местами гумусированной, насыщенной в базальной части гравийно-дресвяным материалом, и представляет собой заполненное отложениями русло ирригационного канала (арыка II).

Слой 8 частично срезает или перекрывает подстилающие образования. Он сложен дельвиальным разнозернистым песком, насыщенным дресвяно-гравийным материалом. Также присутствует мелкий щебень. В эту структуру погружены разнообразные по форме отторженцы лессовидных суглинков, которые представляют собой фрагменты подстилающих отложений. Размер наиболее крупного из таких отторженцев достигает в поперечнике 2.4 м. В отложения слоя 8 вложена линза (слой 9) мощностью до 0.7 м, сложенная супесью, местами гумусированной, насыщенной в базальной части гравийно-дресвяным материалом. По нашему мнению, она представляет собой заполненное отложениями русло очередного ирригационного канала (арыка III). Разрез траншеи венчается современной почвой (слой 10) мощностью до 0.6 м.

Описанный разрез имеет следующую палеосейсмологическую интерпретацию. В нем присутствуют следы двух палеоземлетрясений. Первому из них соответствует взброс F1 и коллювиальный клин – слой 2, образовавшийся при эрозии висячего крыла разлома.

Таким образом, мы пришли к выводам, что современная сильная сейсмическая активность Иссык-Кульской впадины периодов голоцена и позднего плейстоцена сосредоточена вдоль предгорных разломов. Высвобождение сейсмической энергии вдоль предгорных разломов имеет кластерный характер. Периоды сейсмической активизации (3–5 сильных землетрясений за 1000–1500 лет) чередуются с периодами затишья в несколько тысяч лет (2000 лет).

Полевые и камеральные исследования зоны адирных разломов в Прииссыккулье проводились совместно с А.М. Корженковым и Л.А. Корженковой. Авторы благодарят их за активное участие в совместных работах.

Литература.

1. Корженков А.М., Стрельников А.А., Деев Е.В., Корженкова Л.А., Лю Ц., Мажейка Й.В., Рогожин Е.А., Родина С.Н., Турова И.В., Усманова М.Т., Фортунा А.Б. Адирные разломы – генераторы сильных землетрясений в Иссык-Кульской котловине (на примере зоны Культорского разлома) // Вопросы инженерной сейсмологии. – 2020. – Т. 47. – № 2. – С. 19–40.
2. Корженков А.М., Деев Е.В., Лужанский Д.В., Абдиева С.В., Агатова А.Р., Мажейка Й.В., Меньшиков М.Ю., Рогожин Е.А., Родина С.Н., Родкин М.В., Сорокин А.А., Фортунна А.Б., Чаримов Т.А., Шен Д., Юдахин А.С. Сильное средневековое землетрясение в Северном Прииссыккулье (Тянь-Шань): результаты палеосейсмологических и археосейсмологических исследований // Геофизические процессы и биосфера. – 2016. – Т. 15. – № 4. – С. 68–88.
3. Корженков А.М., Абдиева С.В., Рогожин Е.А., Сорокин А.А. Неизвестное сильное землетрясение в Иссык-Кульской котловине // Природа. – 2018. – № 3. – С. 24–35.
4. Шендерович Д.М., Макаров В.А. Геологическая карта СССР. М-б 1:200 000. Серия Северо-Тянь-Шанская. К-44-ХIII. Л., Картфабрика ВАГТ, 1965. 1 лист.
5. Бачманов Д.М. База данных активных разломов Евразии / Бачманов Д.М., Кожурин А.И., Трифонов В.Г. // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8, № 4, – С. 711–736.
6. Корженков А.М., Деев Е.В., Турова И.В., Абдиева С.В., Иванов С.С., Лю Ц., Мажейка Й.В., Рогожин Е.А., Стрельников А.А., Фортунна А.Б., Усманова М.Т. Активная тектоника и палеосейсмичность восточной части Иссык-Кульской котловины (Кыргызстан, Тянь-Шань) // Геология и геофизика. – 2021. – Т. 62. – №. 3. – С. 329–347.

ГРАВИТАЦИОННО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ (МАССИВЫ) ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Суханова Т.В., Макарова Н.В., Стafeев А.Н.

*Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова,
г. Москва, Россия*

Аннотация. Рассматриваются структуры, развивающиеся на границе новейших поднятий и опусканий в условиях тектонического растяжения. В пределах Восточно-Европейской платформы – это крупные массивы, имеющие тектономагматическое происхождение, ограниченные денудационными уступами и продольными долинами, проявляющими будущие трещины отседания. Происхождения таких массивов объясняется нами влиянием крупных прогибов, наступающих на поднятия. В основе их формирования - внутриплатформенные тектономагматические деформации.

Новейшие структуры, развивающиеся на границах крупных поднятий и прогибов, испытывают деформации, вызванные действием тектонических напряжений различных типов – растяжения, сжатия, сдвига. Особенно ярко деформации структур проявлены на границах континентов с морскими и океаническими впадинами в условиях горизонтального растяжения. Некоторые из них были исследованы В.И. Макаровым, Х.Б. Спиридовым, А.И. Кожуриным, Н.И. Корчугановой и др., показавшими влияние активно развивающихся и расширяющихся впадин Эгейского, Черного, Южно-Китайского, Японского морей на структуру гравидающих с ними новейших поднятий Родопского массива (Балканы), Крыма, Индокитая, Сихоте-Алиня. В результате происходит преобразование существующих новейших структур.

Признаками растяжения являются формирующаяся зональность новых структур, параллельная границе с впадиной, появление грабенов и горстов, развивающихся одновременно со сдвигами, трещины растяжения в коренных и четвертичных породах, громадные массивы оползней и обвалов на склонах поднятий и впадин, наклоны земной поверхности в сторону расширяющихся впадин, фиксируемые геодезическими методами. Возраст преобразований – плиоцен-четвертичный и четвертичный. Они наложены на древние структуры, возникшие в начале новейшего этапа, преимущественно в условиях сжатия. Структуры с признаками растяжения протягиваются на многие сотни километров, а в глубину континента их ширина достигает многих десятков километров.

Аналогичные структуры, но меньшего масштаба, характерны и для платформ, в частности, Восточно-Европейской. Они также приурочены к границам новейших поднятий и прогибов. Для Восточно-Европейской платформы это фактически новая интерпретация существующих известных структур, т.к. характерные для них признаки в виде оползневых и обвальных форм, протяженных стенок отрыва картировались постоянно, однако объяснялись исключительно геологическими (наличие водоупоров) и экзогенными причинами (подмытием склонов реками и др.).

М.Л. Копп [1-3] на Восточно-Европейской платформе к таким структурам относил денудационные уступы гравитационно-тектонического происхождения, возникшие на границах новейших Приволжского поднятия и Прикаспийского прогиба, Токмовского поднятия и южной части Московской синеклизы, Воронежского поднятия и Окско-Донского прогиба (рис. 1). Условия горизонтального растяжения при участии сбросовой и сдвиговой компонент были определены по данным структурно-кинематического анализа трещиноватости разновозрастных пород, тектоническим и морфоструктурным особенностями. К ним отнесены дугообразные в плане выемки или целые амфитеатры с признаками выдвижения материала изнутри дуг, оползневые массивы и латеральные тектонические гравитационные потоки с перемещением материала от антеклиз к синеклизам, приуроченные к линейным прогибам,

огромная протяженность при малых амплитудах вертикального смещения рельефа (не более первых сотен метров), новейший возраст.

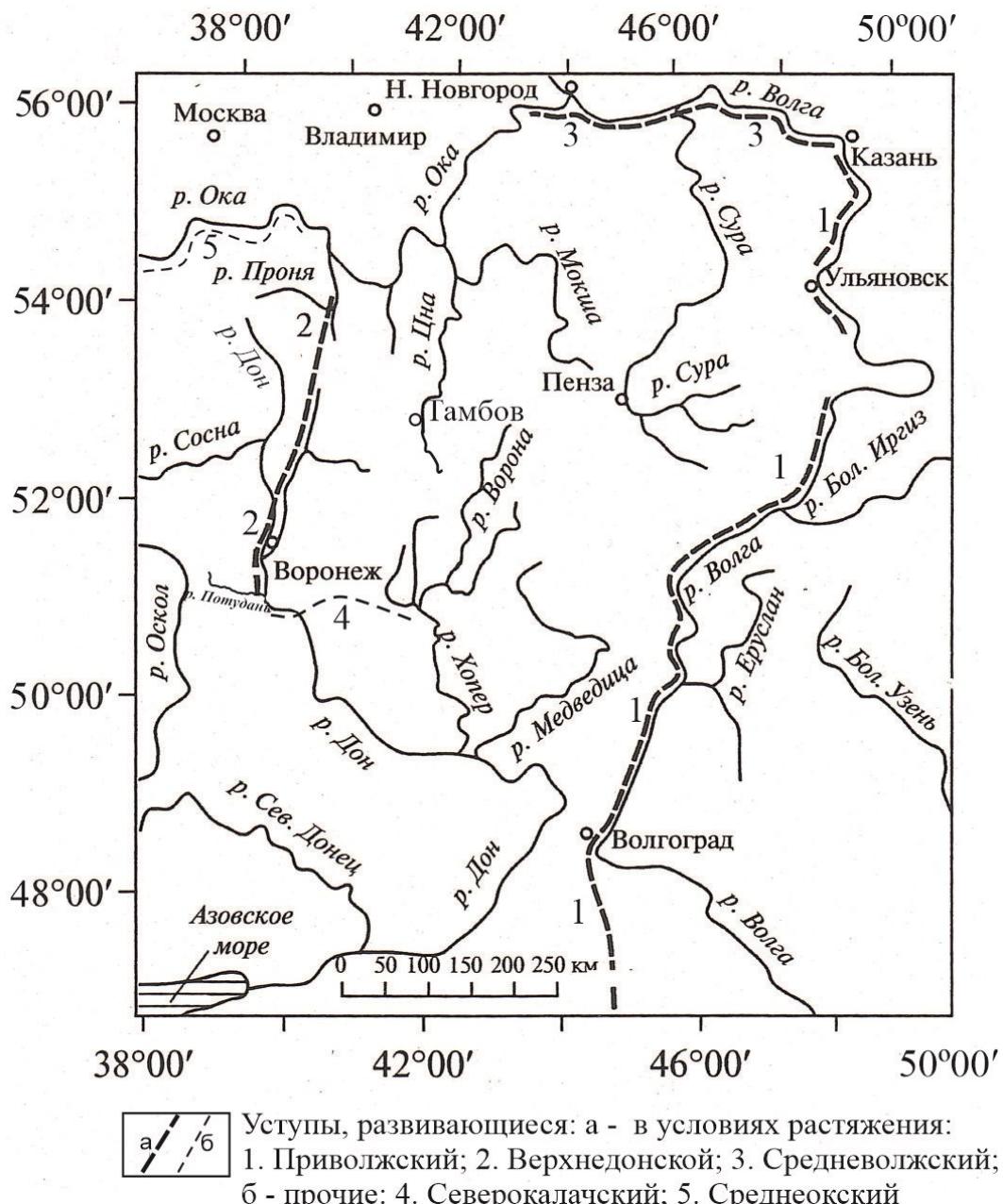


Рис. 1. Денудационные уступы в восточной части Восточно-Европейской платформы
(по М.Л. Коппу [1] с дополнением)

Образование таких уступов М.Л. Копп связывал с коллизионным давлением, передающимся с юга от границы Евразиатской плиты далеко на север через консолидированную кору в фундамент платформы. Это давление в восточной части платформы он распространял далеко на север, до широтного отрезка долины реки Волги между Н. Новгородом и Казанью, а на востоке – фактически на весь восточный склон Приволжской возвышенности или западный склон Прикаспийского прогиба. М.Л. Копп считал такие денудационные уступы показателями коллапса (разрушения) антеклизы.

Нами денудационные уступы ранее относились к геодинамически активным зонам, разделяющим новейшие структуры, развивающиеся под действием различных тектониче-

ских напряжений (в том числе и растяжения) на границах неоднородных геолого-геофизических сред [4-7].

В отличие от М.Л. Коппа, мы рассматриваем эти уступы как границы массивов, поднятий, валов, являющихся будущими крупными структурами отседания. С тыльной стороны массивы ограничены прогибами с речными долинами, протягивающимися параллельно уступам. Долины дугообразны или прямолинейны. В их строении, рельфе и отложениях отмечаются признаки растяжения. Фактически это будущие крупные трещины отседания или отрыва масс. К таким формам, по нашему мнению, относятся меридиональные или северо-восточного простираия, подставляющие друг друга долины рек Иловли, Терешки, частично Усы, а также Свияги на восточных склонах Приволжского новейшего поднятия (**рис. 1**). На северном склоне Токмовского свода – это широтные участки долин р. Кудьмы, местами уже полностью срезанной Волгой, Озерки, Урги и др. – правых притоков Волги [6]. На восточном склоне Воронежского новейшего поднятия, сопряженном с Окско-Донским прогибом, такими долинами – будущими трещинами отседания – являются долины р. Девицы, Россоски и др. [8, 9], а севернее в районе Липецка – сама долина Дона. Ширина гравитационно-тектонических массивов, отделенных от прогибов указанными долинами рек, составляет от 10 до 40-50 км.

Наиболее детально исследован гравитационно-тектонический массив, заключенный между долинами: с востока – Дона, с запада – Девицы (правый приток Дона у поворота его на восток) и Россоски. К руслу Дона, смещающемуся на протяжении всего новейшего этапа к Воронежскому поднятию, он обрывается уступом (Верхнедонским, по М.Л. Коппу), высотой более 50 м, в котором обнажаются верхнемеловые мергели и мел, залегающие на нижнемеловых (барремских) глинах. Трещиноватость пород отражает Семилуки-Липецкий субмеридиональный разлом, представляющий собой раздвиг [9] (сброс, по М.Л. Коппу) с правосдвиговой компонентой, с образованием в долине Дона впадин типа пулл-апарт. Условия растяжения, интенсивная трещиноватость пород, наличие глин в основании уступа, и подмыв его Доном обуславливают широкое развитие оползней и обвалов.

Долины рек Девицы в приустьевой части и ее притока Россоски широкие, заболоченные, асимметричные – левые склоны, подмываемые руслами, круче правых. Развиты первая и вторая террасы, более высокие отсутствуют. Слои сложены нижне- и верхнемеловыми (альбскими и туронскими) песчано-мергелистыми отложениями, подстилаемыми нижнемеловыми (барремскими) глинами. Это одна из причин широкого развития оползней на склонах. Другой причиной, возможно, главной, является тектоническое нарушение – сброс, протягивающийся вдоль левых склонов долин. В зоне разлома породы трещиноватые, с охристыми пятнами ожелезнения, местами перетёртые, с нарушенной слоистостью. Карьером вскрыта зона нарушения, выполненная мелкощебнистым материалом. Палеогеновые пески нарушены косо и вертикально ориентированными разрывами со смещением до 0,5 м. На склонах Девицы и Россоски развиты широкие (3-4 м) зияющие и глубокие продольные трещины отрыва разной протяженности. Многие являются стенками отрыва оползневых масс, образующих холмы, валы, гряды, потоки. Площадь оползания прорезана оврагами, на склонах которых также развиты оползни, а почвенный слой деформирован. Овраги заложены по трещинам. Условия растяжения, по всей вероятности, отмечаются и в настоящее время, о чем свидетельствуют свежие трещины и оползни, вызвавшие наклон опор электропередач в районе пос. Семидесятное.

Антеклизы и щиты на протяжении почти всей геологической истории задолго до начала коллизионных процессов испытывали поднятие с незначительными периодами опускания. Синеклизы (опускания, прогибы, впадины) более активны в своем развитии в течение всей геологической истории, включая и новейший этап, по сравнению с антеклизами, щитами, поднятиями, валами. Они испытывали попутные опускания и поднятия, сопровождавшиеся трансгрессиями и регрессиями, а на новейшем этапе большая их часть была дифференцирована на структуры меньшего ранга. Некоторые синеклизы и крупные прогибы в

течение новейшего этапа последовательно «наступают» на граничащие с ними поднятия, сокращая площадь последних. Так прежняя граница Воронежской антеклизы находится на 70-100 км восточнее правобережья Волги внутри Прикаспийской синеклизы. Окско-Донской прогиб последовательно с миоцена мигрирует к западу, наступая на Воронежское поднятие со скоростью 5-6 мм/год [10].

Условия горизонтального растяжения в представленных выше частях платформы проявлены и в настоящее время. Местами оно только намечено геоморфологическими признаками. На правобережье Волги южнее Саратова в Золотовской излучине (плато) на поверхности средненеоплейстоценовой террасы развиты широтные параллельные берегу цепочки болотистых понижений, а на прилежащем сверху склоне – глубокие широтные эрозионные рывины в лессовидных суглинках. Все они маркируют параллельные основному уступу трещины. Севернее Саратова в основании восточного склона Хвалынского поднятия развивается система меридиональных узких гряд-поднятий, разделенных понижениями, в целом образующих небольшие горсты и грабены. В городах Вольске, Ульяновске и др., расположенных на гравитационно-тектоническом массиве, с этим связаны свежие трещины отседания и современные катастрофические оползни в долину Волги.

Геологическое строение и условия образования различных гравитационно-тектонических массивов, развивающиеся в условиях растяжения, во многом сходны. Это – литология пород (известняки, мергели, песчаники и др.) в основном мезозойско-кайнозойского, реже палеозойского возраста. В основании этих отложений всегда присутствуют глинистые водоупоры, по которым сползают оползневые массы. Общим для них является подрезание уступа руслом реки (Доном, Волгой), ведущего к обрушению пород. Смещение долин может быть связано как с влиянием сил Кориолиса, так и их скатыванием к современным прогибам – Заволжскому, Волжско-Ветлужскому, Кривоборскому (западной части Окско-Донского прогиба). Однако в Ергенинском уступе, продолжающем к югу Приволжский уступ, есть первые два условия – песчаные породы неогенового возраста и подстилающие их глины палеоген-раннемиоценовой майкопской серии. Но подрезания уступа речным руслом или морской абразией нет. Этим объясняется отсутствие оползневых форм (кроме небольших задернованных сплывов) и неактивность уступа в настоящее время. И если считать причиной образования уступов давление с юга (по М.Л. Коппу), то Ергенинский уступ должен быть также активным, т.к. он находится территориально ближе к коллизионным границам литосферных плит и, в частности, к Кавказскому орогену, чтобы испытывать передающиеся от них напряжения.

Не отрицая влияния коллизионных процессов, образование гравитационно-тектонических массивов и ограничивающих их денудационных уступов, мы, в первую очередь, связываем с самостоятельными внутриплатформенными тектономагматическими или вещественно-структурными процессами, происходящими на разных глубинах в земной коре платформы, наступлением синеклиз на антеклизы, а также с ротационными процессами, влияние которых пока еще не дооценивается [10].

Крутые склоны поднятий на границах с прилежащими прогибами (впадинами) существуют и в других частях Восточно-Европейской платформы. Это – северные склоны Калачского поднятия у Окско-Донского прогиба (Северокалачский уступ), Воронежского поднятия у широтной Нелидово-Рязанской шовной зоны с долиной р. Оки (Среднеокский уступ) (см. рис. 1), поднятие Донбаса на границе с прилежащим Северско-Донецким прогибом и др. Реки также подрезают склоны этих поднятий, смешаясь из прогибов, но резких уступов, оползней и обвалов не образуется. Так же в краевых частях поднятий нет и продольных к простирианию прогибов понижений, аналогичных тем, которые трактуются нами как потенциальные трещины отседания. Вся эта обстановка объясняется другими условиями тектонических напряжений, а именно условиями сжатия.

Платформенные гравитационно-тектонические деформации, вызванные условиями горизонтального тектонического растяжения, развивающиеся в зонах сочленения антеклиз и

синеклиз и менее крупных поднятий и прогибов негативно влияют на экологическую обстановку регионов. Многочисленные трещины отседания, обвалы и оползни разрушают постройки и дороги, а раздробленность и трещиноватость пород, служащих основанием инженерных сооружений, среди которых и атомные станции, вызывает развитие карста и суффозии.

Литература.

1. *Kopp M.L.* Денудационные уступы как индикатор региональных тектонических напряжений // Геотектоника. 2011. № 5. С. 71-99.
2. *Kopp M.L.* Дугообразные структуры растяжения в кинематике региональных и глобальных тектонических обстановок: опыт кинематического анализа. М.: ГЕОС, 2017. 96 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 616).
3. *Kopp M.L.* Гравитационный коллапс антеклиз и его предполагаемое влияние на неотектонику платформ и пассивных континентальных окраин (на примере Восточно-Европейской платформы) // Геология и геофизика. 2020. т. 61. № 10. С. 1409-1427.
4. Новейшая тектоника и геодинамика области сочленения Восточно-Европейской платформы и скифской плиты. М.: ГЕОС. 2006. 206 с.
5. *Макаров В.И., Дорожко А.Л., Макарова Н.В., Макеев В.М.* Геодинамически активные зоны платформ // Геоэкология. Инж. геология. Гидрогеология. Геокриология. 2007. № 2. С. 99-110.
6. *Макарова Н.В., Макеев В.М., Суханова Т.В., Дорожко А.Л., Коробова И.В.* Новейшая тектоника и геодинамика Нижнеокского района (Русская плита) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2012. № 4. С. 4-11.
7. *Макарова Н.В., Макеев В.М., Дорожко А.Л., Суханова Т.В., Коробова И.В.* Геодинамические системы и геодинамически активные зоны Восточно-Европейской платформы // Бюлл. МОИП. Отд. Геология. 2016. Т. 91. № 4-5. С. 9-26.
8. *Макеев В.М., Макарова Н.В., Суханова Т.В., Пикулик Е.А.* Современная геодинамика и неотектоника центральной части Русской равнины / Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы ЛII Тект. совещ. М.: ГЕОС, 2020. - Т. II. - С. 67-72
9. *Суханова Т.В., Стafeев A.H., Макарова Н.В.* Роль Семилуки-Липецкого разлома в новейшей структуре восточного склона Воронежского поднятия // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 6. С. 13–22.
10. *Макарова Н.В., Макаров В.И., Суханова Т.В.* О соотношении эрозионных и тектонических процессов в платформенных и горных условиях // Вестн. Моск. ун-та. Геология. 2008. № 5. С. 3-11.

ГЕОХИМИЯ ПОРОД СРЕДНЕ-ВЕРХНЕГО РИФЕЯ ХОМОЛХИНСКОЙ СВИТЫ БОДАЙБИНСКОГО РАЙОНА ИРКУТСКОЙ ОБЛАСТИ

Тараненко М.Г.

Воронежский государственный университет, г. Воронеж, Россия

Аннотация. Отложения Хомолхинской свиты Бодайбинского района Иркутской области представлены породами черносланцевой формации. Эти породы интересны тем, что содержат в себе золотое оруденение, вероятно, связанное с метасоматическими процессами. Методом рентгенофлуоресцентного анализа в Воронежском государственном университете были определены содержания редких элементов в образцах главных типов пород хомолхинской свиты. В результате дальнейшего анализа определены особенности химического состава пород, выполнено сравнение средних содержаний редких элементов в образцах хомолхинской свиты с эталонными содержаниями в PAAS. Для уточнения исходного состава и генетических особенностей пород хомолхинской свиты был построен ряд дискриминационных диаграмм.

Теория. Хомолхинская свита развита в пределах Светловского рудного поля, находящегося в Бодайбинском районе Иркутской области. С геологической точки зрения рудное поле располагается в пределах Мамско-Бодайбинского синклиниория Байкальской складчатой области (рис. 1) [1].

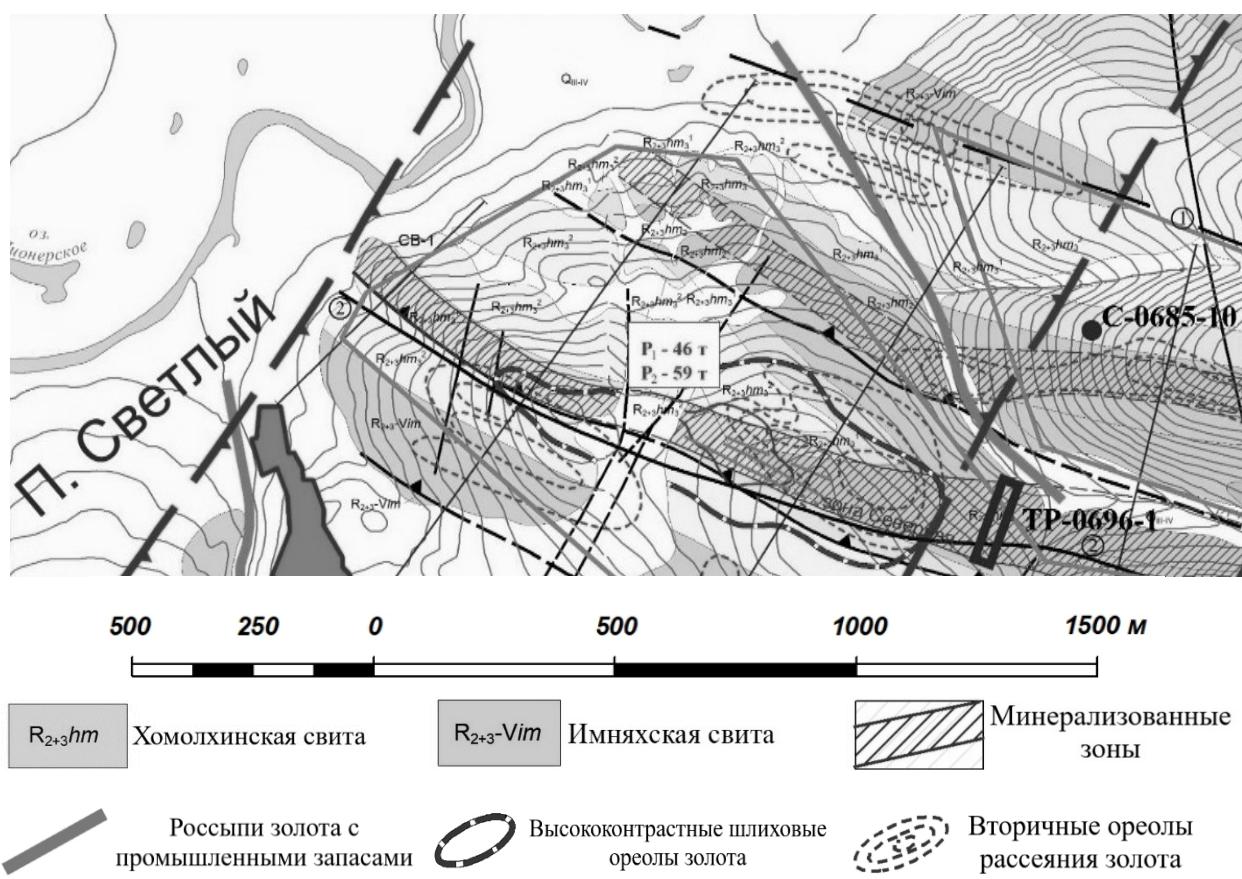


Рис. 1. Фрагмент геологической карты Светловского рудного поля [1]

Породы хомолхинской свиты были проанализированы методом РФА в Воронежском государственном университете на содержание редких элементов (табл. 1).

Табл. 1. Содержания редких элементов в породах хомолхинской свиты (ppm)

№ образца	Метапесчаники				Сланцы					Среднее		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	М-песч.	Сланцы
Литофильные элементы												
<i>Cs</i>	6	4	24	5	40	7	31	7	9	5	9.75	16.50
<i>Ba</i>	590	757	600	940	1344	1166	1081	825	1424	1053	721.75	1148.83
<i>Rb</i>	12	18	31	23	56	55	90	66	126	55	21.00	74.67
<i>Sr</i>	608	50	37	49	43	52	66	476	123	60	186.00	136.67
<i>Y</i>	34	8	13	14	28	15	22	52	31	11	17.25	26.50
<i>Th</i>	8	2	2	3	5	3	4	6	7	2	3.75	4.50
<i>U</i>	10	5	5	5	4	5	4	8	5	5	6.25	5.17
<i>Zr</i>	63	100	90	251	324	135	133	67	273	122	126.00	175.67
<i>Nb</i>	5	6	6	7	11	8	10	6	11	9	6.00	9.17
<i>Cr</i>	81	155	139	291	273	174	123	117	255	129	166.50	178.50
<i>V</i>	60	75	75	81	133	116	126	119	170	119	72.75	130.50
<i>Sc</i>	4	16	-	-	-	-	-	3	20	28	5.00	8.50
Сидерофильные элементы												
<i>Ni</i>	20	24	18	10	19	7	65	19	55	23	18.00	31.33
<i>Co</i>	3	5	6	2	6	4	16	2	16	5	4.00	8.17
Халькофильные элементы												
<i>Pb</i>	33	10	14	10	11	12	23	21	24	11	16.75	17.00
<i>Sn</i>	2	2	1	3	3	3	2	1	5	3	2.00	2.83
<i>Cu</i>	1	11	15	7	6	8	86	2	8	27	8.50	22.83
<i>Ga</i>	7	7	7	6	14	13	17	13	24	13	6.75	15.67
<i>Zn</i>	26	34	42	33	68	56	71	33	136	47	33.75	68.50
<i>As</i>	9	880	9	22	4	1	3	-	-	18	230.00	4,33
<i>Sb</i>	4	4	4	4	3	3	4	5	7	4	4.00	4.33
Главные элементы (%)												
<i>SiO₂</i>	40.69	76.71	72.79	78.91	49.04	65.12	58.77	38.46	55.75	68.16	67.28	55.88
<i>TiO₂</i>	0,35	0,46	0,38	0,65	0,64	0,7	0,62	0,55	0,76	0,53	0,46	0.63
<i>Al₂O₃</i>	7.27	9.77	10.94	10.82	13.04	16.50	16.33	10.72	20.57	15.62	9.70	15.46
<i>Fe₂O₃</i>	2.24	4.66	6.34	4.27	8.23	7.31	10.75	4.44	10.28	5.89	4.38	7.82
<i>K₂O</i>	0.56	1.19	2.22	1.63	2.60	3.28	4.00	2.53	4.15	2.98	1.40	3.26

Примечание: М-песч. – метапесчаники. 1-4 метапесчаники: 1 – скважина № 0685-10, глубина 4.35 м; 2 – скважина № 0685-10, глубина 16.7 м; 3 – скважина № 0685-10, глубина 93.15 м; 4 – канава № 0696-1, 95 м. 5-6 серые сланцы: 5 – скважина № 0685-10, глубина 76 м; 6 – канава № 0696-1, 15 м. 7-10 филлитовидные сланцы: 7 – скважина № 0685-10, глубина 49.1 м; 8 – скважина № 0685-10, глубина 81.7 м; 9 – канава № 0696-1, 113 м; 10 – канава № 0696-1, 133 м.

Из анализа **табл. 1** видно, что в метапесчаниках хомолхинской свиты на порядок меньше бария, ванадия и галлия (в ppm), чем в сланцах. Обратная зависимость наблюдается с

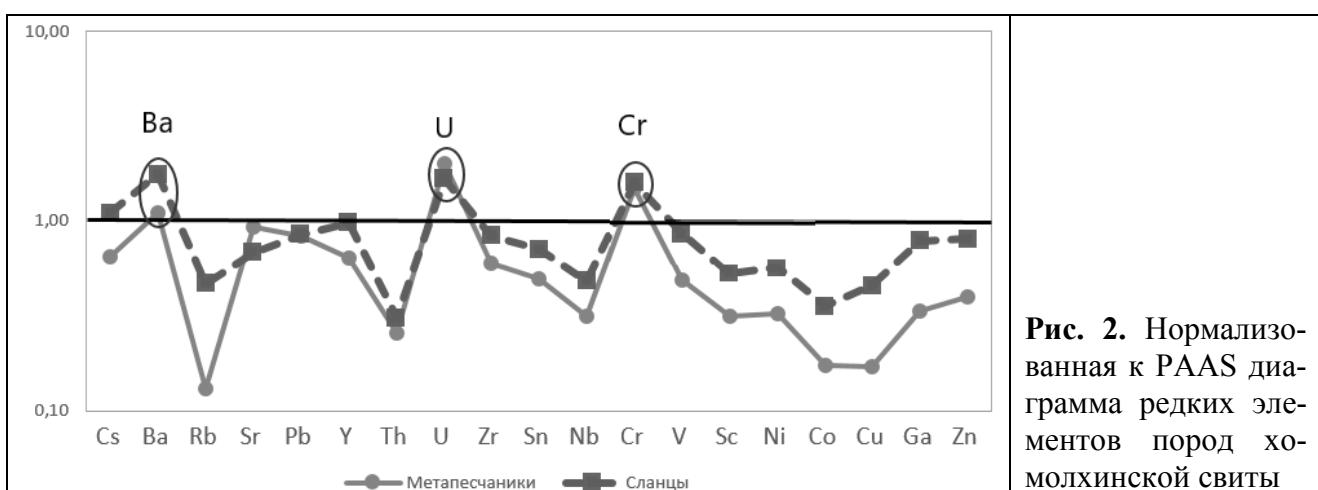
количеством мышьяка, концентрация которого выше в метапесчаниках (230 ppm). Подавляющего количества литофильных, халькофильных и сидерофильных элементов больше в сланцах. Относительно содержаний цветных металлов (Cu , Zn , Sn , Ti , Ni , Al , Mg) также наблюдается их преобладание в сланцах.

Отдельно стоит отметить, что метапесчаники отличаются от сланцев повышенными содержаниями мышьяка (до 880 ppm), что также подтверждается макроскопически обнаруженным арсенопиритом. Распределение As представляет особый интерес в связи с тесной взаимосвязью этого элемента с золотом, что отмечается на многих месторождениях сухоложского типа [4].

Помимо мышьяка существуют и другие сопутствующие золоту элементы (Ag , Pb , Zn , Cu , Co , Sb , Hg и др.), однако их концентрации в месторождениях сухоложского типа низкие, а во многих случаях вообще не фиксируются как повышенные. Анализов пород хомолхинской свиты недостаточно, чтобы использовать содержания этих элементов в качестве основных критериев поиска золотого оруденения. Решающее значение имеют концентрации самого золота, средние содержания которого в пределах Светловского рудного поля составляют $2,5 \text{ g/t}$. Помимо золота информативен только мышьяк, содержания которого, даже незначительно превышающие фоновые, заслуживают самого пристального внимания и проверки [5].

Концентрации мышьяка в некоторых метапесчаниках хомолхинской свиты превышают его кларк в песчаниках в 67 раз, что может быть использовано в качестве поискового признака золотого оруденения.

Для последующей характеристики средние значения содержаний редких элементов хомолхинской свиты были соотнесены с содержаниями в PAAS (PAAS – Постархейский Австралийский глинистый сланец) [6]. Для наглядности и упрощения дальнейшего анализа была построена нормированная к PAAS диаграмма (рис. 2).



Из представленной диаграммы видно, что породы хомолхинской свиты отличаются повышенными относительно PAAS содержаниями бария, урана и хрома, что может быть обусловлено обнаружением в них бариевых полевых шпатов, минералов хрома и остаточной радиоактивностью пород хомолхинской свиты.

Отмечается преобладание по геохимическому разнообразию сланцев над метапесчаниками и PAAS над сланцами, что выражается в не достигающих единицы нормированных значениях содержаний большинства элементов в пробах хомолхинской свиты относительно PAAS. Отдельно стоит отметить одинаковый спектр распределения химических элементов в породах хомолхинской свиты, что также видно на графике.

Рассмотрение генетических особенностей пород хомолхинской свиты может помочь пролить свет на природу источников золота и процессы, приведшие к образованию оруденения сухоложского типа. Поэтому для определения состава пород в исходном осадке, а также

в областях размыва при образовании протолита пород был построен ряд дискриминационных диаграмм.

Первой из них является диаграмма М. Хиррона, позволяющая определить состав пород в исходном осадке. Для её построения были вычислены логарифмические значения отношений некоторых основных окислов в составах метапесчаников и сланцев хомолхинской свиты (рис. 3).

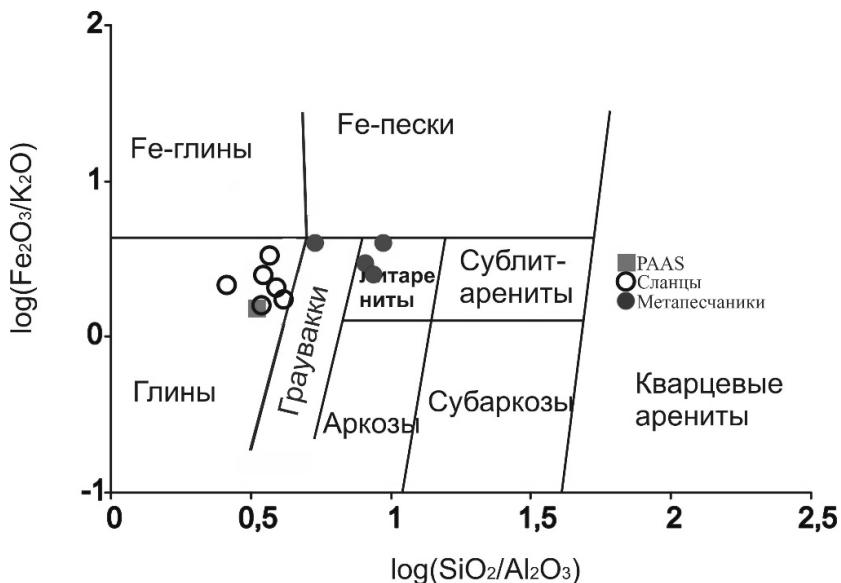


Рис. 3. Положение составов сланцев и метапесчаников хомолхинской свиты на диаграмме М. Хиррона

На диаграмме точки составов, изучаемых метапесчаников, попадают в поля граувакков и литаренитов, а сланцев – в поле глин. Это позволяет предположить наличие в исходном осадке пород со значительным количеством кварца для метапесчаников и большого количества глинистых минералов для сланцев.

Для определения состава пород в областях размыва с использованием значений окислов калия и рубидия в породах хомолхинской свиты была построена диаграмма в координатах $K_2O - Rb$ (рис. 4). В соответствии с диаграммой в координатах $K_2O - Rb$, протолитом отложений хомолхинской свиты могли быть преимущественно породы среднего и кислого состава.

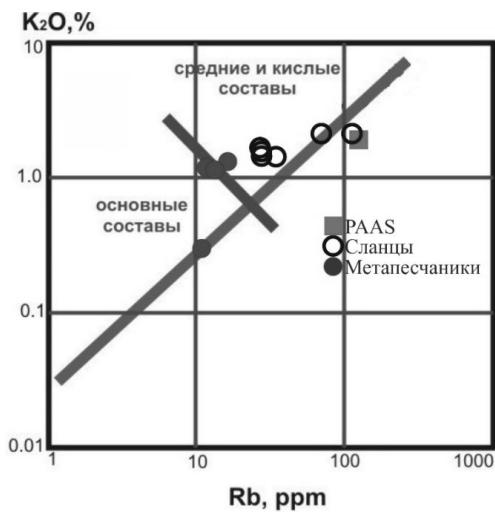


Рис. 4. Положение составов сланцев и метапесчаников хомолхинской свиты на диаграмме K₂O – Rb

Из анализа диаграмм сложно точно установить наличие зависимости между золотым оруденением в породах хомолхинской свиты и генетическими особенностями исходного вещества, из которого они образовались. Однако, присутствие в исходном осадке глинистых минералов позволяет рассуждать о роли в возможной концентрации некоторой части золота именно в углеродисто-глинистой составляющей протолита, хотя мышьяк установлен в метапесчаниках.

Выводы. В результате интерпретации геохимических особенностей пород хомолхинской свиты можно сделать следующие выводы:

1. Повышенные относительно PAAS значения ррт бария, урана, хрома и не достигающие единицы содержания остальных элементов характерны, как для сланцев, так и для метапесчаников, что в целом говорит о бедности их химического состава. Породы хомолхинской свиты имеют одинаковый характер распределения химических элементов.
2. Повышенные содержания золота в большей степени могут быть связаны с метапесчаниками, содержащими до 880 *ppm* мышьяка, в то время как другие сопутствующие золотому оруденению элементы (*Ag, Pb, Zn, Cu, Co, Sb, Hg*) имеют низкие содержания в породах хомолхинской свиты.
3. В результате анализа двух дискриминационных диаграмм, необходимых для определения исходного состава пород (рис. 3-4), выяснено, что исходные для сланцев хомолхинской свиты породы, должны были содержать большое количество глинистых минералов, а для метапесчаников - большое количество кварца и некоторое количество глинистого вещества. Вероятнее всего, все породы хомолхинской свиты образовались из одних и тех же разрушающихся пород, которые были представлены средними и кислыми разностями.

Литература.

1. Публичное акционерное общество «Высочайший» (ПАО «Высочайший») / Проект на геологическое изучение, включающее поиски и оценку рудного золота на участке недр «Светловское рудное поле» // Книга 1. Иркутск 2019 г. 156 с.
2. Интерпретация геохимических данных: Учеб. пособие / Е. В. Скляров и др.; Под ред. Е. В. Склярова. - М.: Интермет Инжиниринг, 2001. - 288 с.
3. Булах А.Г. Руководство и таблицы для расчета формул минералов. - 2-е изд., испр. и доп. - Москва: Недра, 1967. - 144 с.
4. Онищенко С.А., Сокерина Н.В. Особенности формирования золоторудного черносланцевого месторождения голец высочайший (Бодайбинский рудный район) / С.А. Онищенко, Н.В. Сокерина // Геология рудных месторождений. – 2021. - Т. 63. - № 2. - С. 154-173.
5. Кряжев С.Г. Генетические модели и критерии прогноза золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных комплексах. Москва: ФГУП ЦНИГРИ, 2017. – 228 с.
6. Тейлор С. Р. Континентальная кора: ее состав и эволюция / С. Р. Тейлор, С. М. Мак-Ленон. – М. : Мир, 1988. – 384 с.

ИЗМЕНЕНИЕ ВОЗДЕЙСТВИЯ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ОБЛУЧЕНИЯ КОРЫ НА ЕЕ СЕЙСМИЧНОСТЬ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТИ

Тарасов Н.Т., Тарасова Н.В.

Институт физики Земли РАН им. О.Ю. Шмидта, г. Москва, Россия

Аннотация. В работе изучено изменение эффективности триггерного воздействия мощных электромагнитных импульсов на сейсмичность двух наиболее сейсмоактивных областей Средней Азии в зависимости от текущей интенсивности электромагнитного излучения Солнца. Показано, что появление интенсивных всплесков потока электромагнитного излучения Солнца после техногенного электромагнитного облучения коры значительно повышают эффективность его триггерного воздействия на области подготовки землетрясений, тогда как отсутствие таких всплесков, напротив, существенно снижает. Показано также, что периодическое изменение воздействия ионизирующего электромагнитного излучения Солнца приводит к появлению в коре 5-летней цикличности пространственного перераспределения сейсмичности во времени, при которой интервалы "быстрого" изменения ее пространственного распределения периодически сменяются интервалами относительной стабилизации, и наоборот.

В работах [1-3] было показано, что в результате облучения 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 и возрастает их суммарная сейсмическая энергия (СЭ). Это приводит к повышению скорости сейсмотектонических деформаций, вносящих свой вклад в процесс квазипластического деформирования коры, и ускоряет релаксацию упругих напряжений. Позднее при изучении влияния электромагнитных возмущений, вызываемых в коре магнитными бурями (МБ) на глобальную сейсмичность Земли было обнаружено, что после них также происходит значительное повышение СЭ, однако землетрясений становится несколько меньше [4, 5]. Похожее подавление сейсмичности наблюдается и после интенсивных всплесков потока электромагнитного излучения Солнца (ЭИС), но при этом СЭ заметно падает. Интересно, что эффективность воздействия МБ и ЭИС зависит от их сочетания. Наибольший прирост СЭ происходит после МБ, которые предварялись ЭИС за трое и менее суток. В связи с этим изучено изменение эффективности триггерного воздействия ЭИ в тех же областях Средней Азии, что и в [1-3], в зависимости от текущей интенсивности ЭИС.

Для выделения вызванных изменений сейсмичности на фоне ее естественных вариаций применялась методика наложения эпох. Сейсмичность рассматривалась в пределах временных окон шириной ± 30 сут от каждого ЭИ, которые затем совмещались во времени. В качестве реперов для выбора таких окон использовались времена облучения коры ЭИ. Далее дата и время землетрясений, возникших в пределах таких окон, пересчитывались относительно момента соответствующего ЭИ, а по их энергетическим классам K вычислялась его энергия. После чего строились зависимости количества землетрясений и их средней энергии от времени и оценивались средние значения этих величин за все время перед ЭИ (уровень фона) и после них, а также их разность. Определялась и СЭ всех землетрясений до и после ЭИ. Та же методика использовалась при изучении триггерного воздействия ЭИС. В этом случае в качестве реперов для выбора окон использовались моменты резкого повышения ЭИС. Формально они определялись как времена, когда скорость изменения ЭИС (dW/dt) превышала 95%-ный доверительный интервал. Для оценки статистической значимости изменения среднего количества землетрясений и их энергии после воздействия этих факторов использовался непараметрический критерий Вилкоксона [6].

Помимо этого было рассмотрено проявление влияния этих факторов во временных вариациях некоторых параметров сейсмичности на длинных рядах наблюдений - в Гармском районе в течение 36 лет, на Северном Тянь-Шане - 23 года. В обеих областях были рассмотрены вариации следующих параметров:

1. Пространственно-временная корреляции сейсмичности r_k , которая использовалась для количественной оценки подобия карт плотности землетрясений во времени. Исследуемая область разбивалась на сетку, каждой ячейке которой присваивались ее порядковые номера по широте и долготе $i=1\dots M$ и $j=1\dots L$. Для каждой ячейки определялись n_{ijk} и n_{ijk+1} – число землетрясений, возникших в ней в течение k -ого и $k+1$ -ого года для всех $k = 1, 2, \dots, N$, где N – число лет. Далее для каждого k по всем i и j рассчитывалась корреляция r_k между n_{ijk} и n_{ijk+1} .

2. Фрактальная размерность пространственного распределения землетрясений, которая оценивалась по выборкам событий для каждого года наблюдений как

$$d_2 = \lim_{l \rightarrow 0} \frac{C(l)}{l}, \quad (1)$$

где $C(l) = N(l) / [m \cdot (m - 1)]$ – корреляционный интеграл, $N(l)$ – число пар гипоцентров, расстояние между которыми меньше l , m – число событий в выборке. Практически d_2 оценивалась методом наименьших квадратов как угловой коэффициент зависимости:

$$\lg C(l) \sim d_2 \cdot \lg l. \quad (2)$$

При этом область скейлинга ограничивалась ее линейной частью.

3. Суммарная деформация коры, высвобожденная к моменту времени t за счет возникших в ней землетрясений, определялась из соотношения [7]:

$$\epsilon(t) = \frac{1}{2 \cdot \mu \cdot V} \sum_{i=1}^N M_o^i, \quad (2)$$

где M_o^i – скалярный сейсмический момент i – ого землетрясения, время возникновения которого $t_i \leq t$, N – число землетрясений, V – изучаемый объем коры, μ – модуль сдвига.

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.

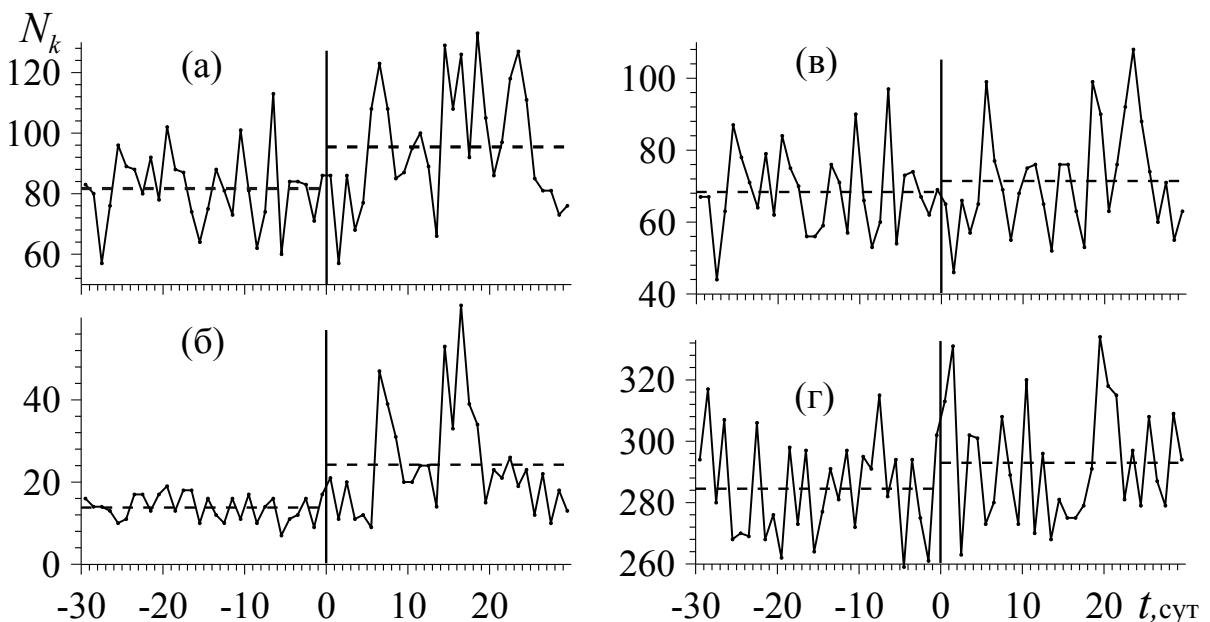


Рис. 1. Изменение во времени N_k – количества землетрясений Гармского района до ($t < 0$) и после ($t > 0$) облучения коры ЭИ (а) и аналогичные зависимости, полученные по ЭИ, после которых в течение 30-и суток фиксировались ЭИС (б) и после которых ЭИС не наблюдалось (в), изменение числа землетрясений до и после ЭИС, до и после которых облучение коры не проводилось (г). Пунктиром показан средний уровень фона перед и после ЭИ

Из табл. 1 следует, что при этом значительно возрастает СЭ местных землетрясений. Для оценки влияния ЭИС на эффективность триггерного воздействия этих факторов 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. Присутствие или отсутствие ЭИС в 30-суточном интервале до ЭИ почти не сказывается на эффективности их воздействия. Однако появление ЭИС в интервале 30 суток после ЭИ существенно повышает их эффективность. Это хорошо видно на рис. 1б. При появлении ЭИС после ЭИ возникает очень яркая, статистически высоко значимая, активизация, а при их отсутствии возрастание количества землетрясений очень незначительно и статистически не значимо (рис. 1в).

Табл. 1. Приращение СЭ после всех ЭИ (ΔE) и приращение в среднем на одно воздействие (Δe), такие же оценки, полученные по ЭИ, которые предварялись и не предварялись ЭИС

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	$0.95 \cdot 10^{13}$	$0.34 \cdot 10^{12}$

Оценки приращения СЭ в последних двух случаях также даны в таблице. Из неё следует, что приращение СЭ после ЭИ, за которыми следовали ЭИС, существенно больше, чем после ЭИ, вслед за которыми ЭИС не фиксировались. Сопоставление Δe – средних приращений на одно воздействие ЭИ, полученных в этих 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.

При этом остаётся не ясным, что является основной причиной активизации сейсмичности – ЭИ или ЭИС. Чтобы понять это, 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, скорее всего, основной причиной приращения количества землетрясений и их суммарной энергии является триггерное воздействие ЭИ, а ЭИС только повышают их эффективность.

Поиск изменений на длинных рядах наблюдений трёх упомянутых параметров сейсмичности, связанных с облучением коры ЭИ, проводился не только в Таджикистане, но и на Северном Тянь-Шане. Эти области сильно различаются по своему геологическому строению, сейсмической активности и по размерам. Пространственно они не перекрываются друг с другом, а периоды, в которые в них проводились эксперименты по облучению коры ЭИ, не перекрывались во времени, поэтому их можно считать независимыми. На рис. 2а1 и 2а2 видно, что в обеих 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 активизация слабой и умеренной сейсмичности, вызванной триггерным воздействием ЭИ, приводящая к значительному повыше-

нию скорости сейсмокорреляций 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.

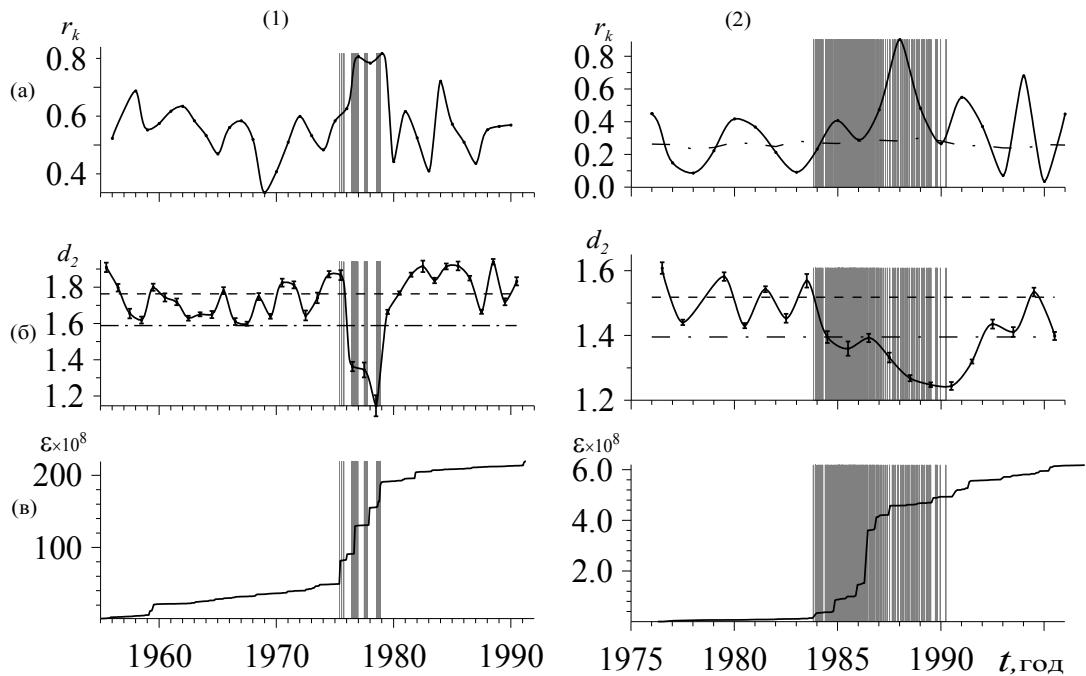


Рис. 2. Изменение пространственно-временной корреляции $r_k(t)$ плотности землетрясений (а) и фрактальной размерности $d_2(t)$ пространственного распределения их гипоцентров (б), а также сейсмокорреляционных деформаций – (т) (в) в Гармском районе (1) и на Северном Тянь-Шане (2). Пунктиром показаны средние значения, штрих-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 [8]. 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.

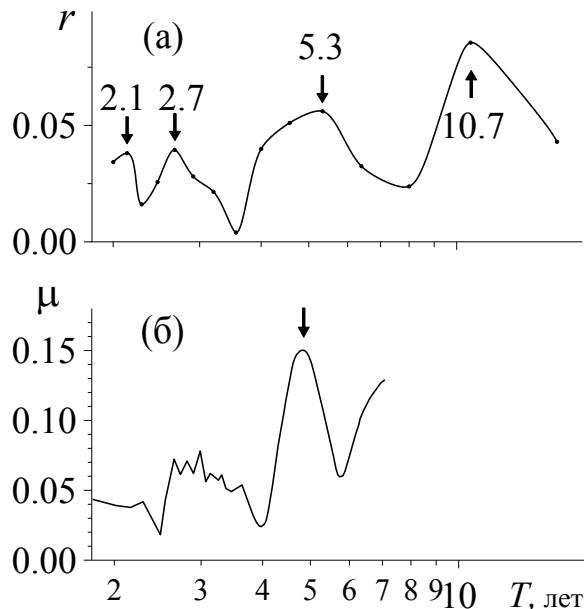


Рис. 3. Спектры (а) - пространственно-временной корреляции землетрясений Гармского р-на, (б) - коэффициентов Лоде-Надаи (из работы [8])

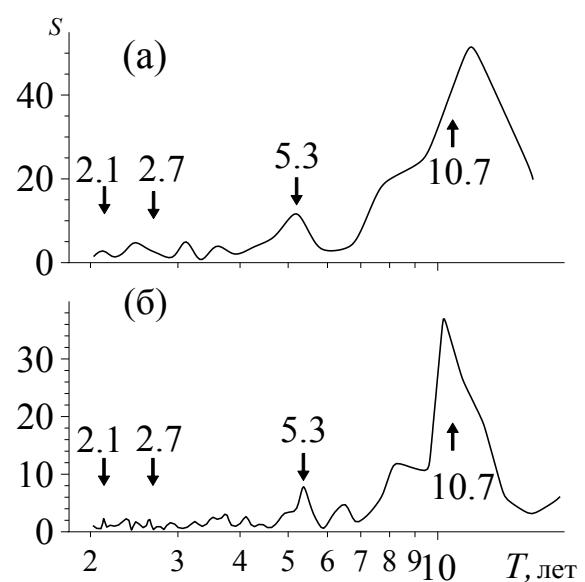


Рис. 4. Спектры временных вариаций излучения Солнца в радиочастотном диапазоне (а) и чисел Вольфа (б)

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 0.44π , что близко к $\pi/2$.

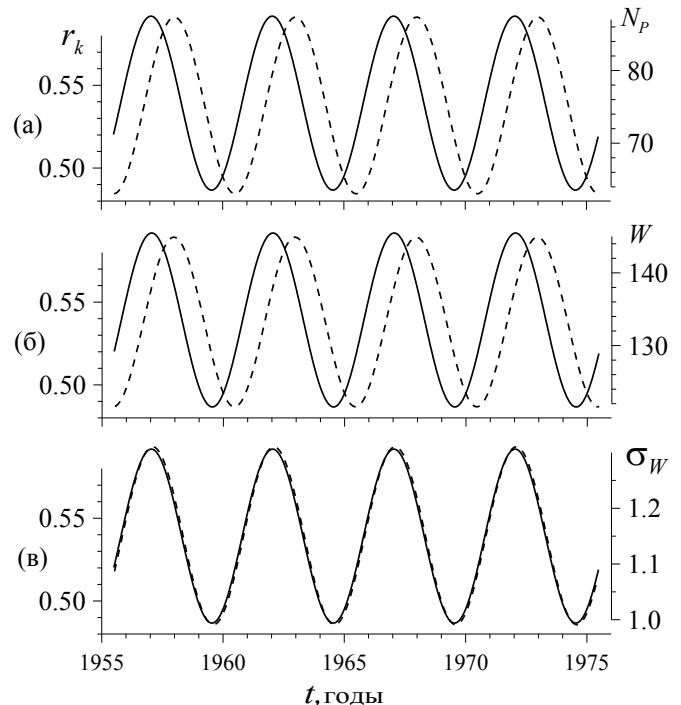


Рис. 5. Гармоники с периодом 5.3 года зависимости пространственной корреляции сейсмичности от времени до начала облучения коры (сплошная линия) и аналогичные гармоники (пунктир), полученные по рядам чисел Вольфа (а), потока излучения Солнца в радиочастотном диапазоне (б) и его среднеквадратического отклонения (в).

Ранее было показано, что сейсмическая активность заметно меняется после резких всплесков потока электромагнитного излучения Солнца, которые определялись по превышению производной от потока 95%-ного доверительного интервала [4, 5]. Появление таких всплесков в каком-либо временном интервале должно сказаться не столько на средних значениях потока, сколько на его дисперсии. Поэтому был рассчитан спектр среднеквадратического отклонения потока электромагнитного излучения. На **рис. 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.

Представленные результаты позволяют сделать следующие выводы:

1. Появление интенсивных всплесков потока электромагнитного излучения Солнца после техногенного электромагнитного облучения коры значительно повышают эффективность его триггерного воздействия на области подготовки землетрясений, тогда как отсутствие таких всплесков, напротив, существенно снижают.
2. Выявлена 5-летняя цикличность пространственного перераспределения сейсмичности во времени, при которой интервалы “быстрого” изменения ее пространственного распределения периодически сменяются интервалами относительной стабилизации, и наоборот.
3. Показано, что причиной возникновения такой цикличности является периодическое изменение потока ионизирующего электромагнитного излучения Солнца.

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. Никитин А.А. Теоретические основы обработки геофизической информации. М.: Недра. 1986. - 342с.
7. Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука. 1975. 174 с.
8. Лукк А.А., Юнга С.Л. Геодинамика и напряженно-деформированное состояние литосферы Средней Азии. 1988. Душанбе: "Дониш". - 232 с.

ВТОРАЯ СИГНАЛЬНАЯ СИСТЕМА ДЛЯ МОНИТОРИНГА СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ

Тертышников А.В.

Институт прикладной геофизики имени академика Е.К.Федорова, г. Москва, Россия

Действие первой сигнальной системы у человека и у животных проявляется в рефлексах, возникающих на сигналы, которые воспринимаются органами чувств. Вторая сигнальная система у человека позволяет выразить словами рефлексы от первой сигнальной системой.

Поведение представителей социума в современных условиях проявляется в средствах технической коммуникации, особенно при естественных, либо навязываемых угрозах. И социум, как элемент антропогенного окружения природной среды, является биоиндикатором изменений состояния окружающей среды. Потенциальное следствие – изменение поведения и активности в виде психомоторных актов (действий), общении, поиске информации, в том числе в Интернете.

Ресурсы Интернета дают возможность исследовать отклик пользователей Интернета на сейсмическую опасность. Интернет-социум усиливает появление слабых сигналов-ощущений от отдельных пользователей, например за счет сопереживания, критики, увеличивая их количество и активность в повторении обсуждаемых слов, которые семантически связаны с сейсмогенными изменениями состояния геофизических полей перед землетрясениями.

Изменение поведения интернет-социума может быть представлено простейшей имитационной моделью «ящика» с информацией на входе и выходе, управляющими воздействиями по ГОСТ Р ИСО/МЭК 12207-99.

Ресурсы для скрининга активности Интернет-социума предоставляют операторы-поставщики поисковых систем в сфере электронной информации, например, YandexTM, GoogleTM, BingTM и другие организации, предоставляющие место для ее размещения, агрегаторы содержимого (например, DiggTM, RedditTM), системы рекомендаций содержимого (например, StumbleUponTM, PinterestTM) и т.д. Часто они совмещают несколько функций. Для обработки текстов и сложных запросов в поисковых машинах Интернета созданы программы лингвистического поиска и анализа информации. Разработаны информационно-аналитические системы и аппаратно-программные комплексы для поиска и обработки информации.

Для поиска нужна онтологическая модель процесса/явления, отражающая представления о процессах подготовки землетрясений и позволяющая сформировать локальный тезаурус, который будет использован в поиске информационных предвестников землетрясений. При этом надо учитывать лингвистическо-семантические особенности общения Интернет-социума. Например, участники Интернет-социума вместо «гидрогеологических предвестников», скорее будут ориентироваться на упрощенный термин «вода» и т.д. Поэтому для оценки активности Интернет-социума на сейсмическую опасность предложено использовать оценки повторяемости появления в Интернете следующих ключевых слов-запросов: авария, здоровье, вода, воздух, радиоактивность, и их английских аналогов: *Air, Crash, Health, Radioactivity, Water*. Этот состав локального тезауруса исследован на примере 21 сильного землетрясения в разных регионах мира.

Лидером по реагированию среди выбранных запросных слов оказался термин «вода» – отклик в почти в 80 % рассмотренных событий. Количество аварий перед землетрясениями в среднем уменьшалось.

Для диагностики «информационных» предвестников сейсмической опасности использованы наборы слов-запросов, семантически связанные с геофизическими предвестниками, и поисковые машины Интернета. В экспериментах учитывалась географическая привязка запросов.

С выбранным локальным тезаурусом из запросных слов, образующих семантическое подмножество, проводился детальный эксперимент.

В эксперименте анализируемый отрезок времени был ограничен 3 неделями до и после сильных землетрясений. Учитывалась фоновая активность повторяемости слов-запросов для анализируемого региона, чтобы не принять национальные особенности вариаций потоков информации за проявление предвестников землетрясений.

Найденные поисковыми машинами результаты повторяемости ключевых слов формировались в таблицы и графики, учитывалась географическая привязка результатов. Для выявления слабых сейсмогенных сигналов внутри естественных шумов использовалось быстрое преобразование Фурье в 16-суточном скользящем по ряду наблюдений окне. В рассчитанных амплитудограммах, присваемых правой границе скользящего окна, диагностировались «сигнальные» периоды, потенциально отражающие проявление краткосрочных предвестников при подготовке землетрясения.

Получен прообраз обобщенного портрета амплитудограммы в виде средней суммы трех амплитудограмм по данным о повторяемости «информационных предвестников» (активности Интернет-социума) для трех сильных землетрясений, произошедших в различных регионах Земли: Мексике, Японии, Афганистане. На обобщенной амплитудограмме выделяются три участка: с повышенным уровнем амплитуды до обобщенного землетрясения, затем почти неделя со средним уровнем, далее с пониженным. Для оценок математического ожидания амплитуд на периоде 3 суток проявляются повышенные значения перед обобщенным землетрясением. При этом, оценки среднеквадратического отклонения косвенно указывают на существование информационных предвестников землетрясения.

Использование спектрального анализа позволило выявить тонкие эффекты в естественных вариациях (шумах) потоков информации Интернета. За трое суток и за сутки до обобщенного землетрясения на периоде 3 суток проявляются статистически значимые всплески осредненной амплитуды, превышающие границы 95% доверительного интервала по критерию Стьюдента. На периоде 4 суток – за сутки до обобщенного землетрясения.

Таким образом, психика человека откликается на сейсмическую опасность. Необходимы дальнейшие исследования по региональным онтологическим моделям неустойчивых состояний окружающей среды, разработка базовых моделей и технологий поиска в потоках информации запросных слов или фраз, характеризующих предмет поиска. Анализ активности региональных и локальных социальных сетей может уточнить полученные результаты диагностики сейсмической опасности в сейсмоопасных регионах.

С помощью поисковых машин Интернета по набору слов-запросов, семантически связанных с процессами подготовки землетрясений, удалось выявить реакцию Интернет-социума на сейсмическую опасность – информационные предвестники землетрясений. Перед сильными землетрясениями активность Интернет-социума повышается.

Вариации активности Интернет-социума могут быть использованы для мониторинга сейсмической опасности.

УДК 550.380; 551.508; 551.501

**ВАРИАЦИИ ПОТОКА ТЕПЛОВЫХ НЕЙТРОНОВ
В АНАПЕ ПЕРЕД СЛАБЫМИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ
ЗАПАДНОГО КАВКАЗА В МАЕ 2023 г**

Тертышников А.В.

Институт прикладной геофизики имени академика Е.К.Федорова, г. Москва, Россия

Нейтронное излучение определяет до 70% уровня радиации в атмосфере, не измеряемой счетчиком Гейгера. Для нейтронного излучения почти нет, кроме зон АЭС, установленных критериев опасности. Не имея заряда, нейтроны, даже малых энергий, проникая в ядра вещества, инициируют ядерные реакции и ионизирующее излучение.

Потоки нейтронов регистрируются на мировой сети нейтронных мониторов. Каждая установка весит несколько десятков тонн. Но есть отечественные разработки простых в эксплуатации экспериментальных счетчиков тепловых (низкоэнергичных) нейтронов. Они интересны для регистрации потока нейтронов «снизу», из недр Земли, и, возможно, связаны с сейсмической опасностью, прохождением волн деформаций в земной коре.

В 2021 г. в Анапе мобильным счетчиком тепловых нейтронов («СТН») и АПК УСТН-1 («Устинья») проводились измерения плотности потока тепловых нейтронов (с энергией 0.02 – 0.5 эВ). В СТН использован сцинциляционный принцип регистрации на основе восьми датчиков заполненных ^{3}He типа СНМ18 (наполнение 97% ^{3}He , 3% Ar, 405 кПа). Эти датчики хорошо показали себя в прототипах, уверенно регистрируя тепловые нейтроны с практически отсутствующим энергетическим порогом реакции. Валидация прибора была проведена при сравнении измерений с результатами моделирования по шести зарубежным моделям.

В 2021 г. вблизи Анапы произошло пять слабых подводных землетрясений от 3.5 до 5 баллов. Они были использованы для формирования «обобщенного портрета» потенциально-го нейтронного предвестника сейсмической активности. Для повышения однородности и сравнимости анализируемых данных в расчетах использовался коэффициент вариации регистрируемой интенсивности нейтронного потока.

Возмущений магнитного поля в выбранных интервалах наблюдений не было.

Полученные образы потенциальных предвестников сейсмической активности по интенсивности потока нейтронов являются аргументом в дискуссии о возможном выходе корпуксуллярной радиации «снизу» из земных недр, возможно при прохождении волн деформаций. Для уточнения морфологии нейтронных предвестников землетрясений использовался спектральный анализ данных измерений.

В мае 2023 г. при анализе вариаций потока тепловых нейтронов использован четвертый момент распределения шестичасовых отрезков наблюдений. Выявлены предвестники двух слабых землетрясений Западного Кавказа. На основе решения обратной задачи для t-критерия Стьюдента подобраны критерии для амплитуды предвестниковых сигналов во второй половине мая 2023 г.

УДК 551.24 + 55 (Ф 13)

РАДИАЛЬНО-КОЛЬЦЕВЫЕ МОРФОСТРУКТУРЫ ЦЕНТРА ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Трегуб А.И., Трегуб С.А., Тимошинов А.С.

Воронежский государственный университет, г. Воронеж, Россия

С развитием методов дистанционного зондирования Земли при геологических исследованиях широким распространением стали пользоваться методы структурного дешифрирования космических снимков. На этой основе получили развитие методики линеаментного анализа. Параллельно с этим по космическим снимкам выделялись кольцевые структуры. При этом, трактовка большой части кольцевых образований остается в значительной степени дискуссионной. Разумеется, многие явные кольцевые формы, такие как жерла и кальдеры вулканов, кратеры и астроблемы ударного происхождения, галокинетические, метаморфогенные и интрузивные кольцевые формы, а также многочисленные экзогенные кольцевые образования не нуждаются при дешифрировании в особом обосновании.

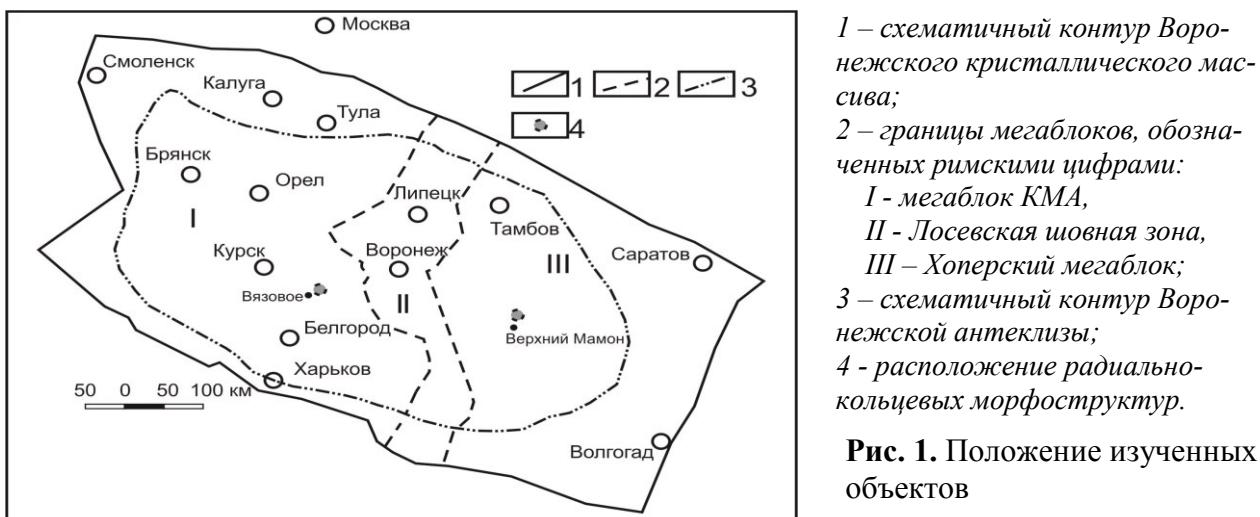
В 1987 г. под редакцией В. Н. Брюханова и Н. В. Межеловского была опубликована монография «Космогеология СССР» в качестве объяснительной записки к изданной карте. В ней указывается, что кольцевые структуры неустановленного типа на Космогеологической карте показаны в количестве 2251. Большая их часть располагается на платформах. Предполагается, что эти структуры представляют формы пликативного происхождения [1]. Интерес, проявляемый к происхождению кольцевых структур, отражается в большом количестве публикаций.

Для восточной части Воронежского кристаллического массива (ВКМ) обзор выявленных при дешифрировании кольцевых структур дан В.Ф. Лукьяновым [2]. Автором приведены результаты собственного дешифрирования кольцевых образований, отмечается тесная связь их центров с узлами пересечения крупных разломов различного направления. В.Ф. Лукьянов, поддерживая ранее высказывавшееся различными авторами мнение о мантийном заложении крупных кольцевых структур, приходит к выводу, что корни радиально-концентрических структур отражают вертикальную неоднородность литосферы и приурочены к ее главным сейсмическим границам. В работах В. В. Соловьева, В. М. Рыжковой основное внимание уделяется связи радиусов кольцевых структур с глубиной, инициирующих их образование, очагов [3].

Центральная часть территории Воронежской антеклизы является благоприятным районом для изучения кольцевых морфоструктур, поскольку характеризуется неглубоким залеганием подошвы осадочного чехла, хорошей геологической изученностью. Объектом исследований явились кольцевые морфоструктуры, расположенные в присводовой части Воронежской антеклизы (**рис. 1**). Первой из них явилась Вязовская радиально-кольцевая морфоструктура, выраженная слиянием рек Сейм и Донецкая Сеймица (**рис. 2**).

Вязовская кольцевая морфоструктура дополняется серией линеаментов, расходящихся радиально от условного центра морфоструктуры. Сопоставление пространственного положения Вязовской морфоструктуры со структурами в осадочном чехле позволяет выделить в ее контурах локальное поднятие по гипсометрическому положению подошвы палеогеновых отложений (**рис. 3А**). Оно было выделено Г.И. Раскатовым на неотектонической карте [4]. Поднятие проявлено и в палеотектонической структуре [5], что свидетельствует о его длительном развитии (**рис. 3Б**).

Оно выражено также на поверхности кристаллического фундамента (**рис. 4А**), а в геологии фундамента в его контурах расположено пересечение разломов (**рис. 4Б**) [6].



1 – схематичный контур Воронежского кристаллического массива;
 2 – границы мегаблоков, обозначенные римскими цифрами:
 I - мегаблок КМА,
 II - Лосевская шовная зона,
 III - Хоперский мегаблок;
 3 – схематичный контур Воронежской антеклизы;
 4 - расположение радиально-кольцевых морфоструктур.

Рис. 1. Положение изученных объектов

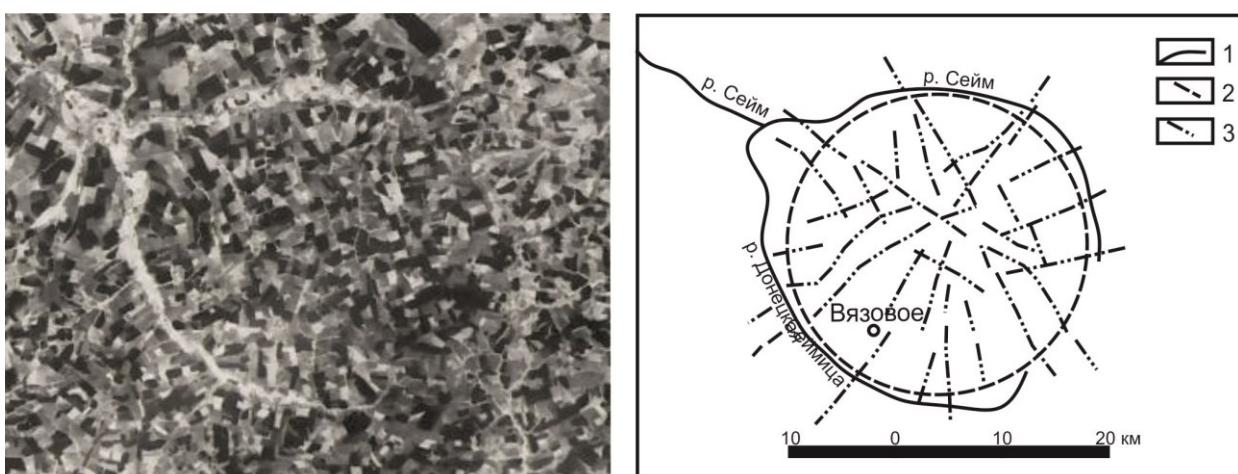
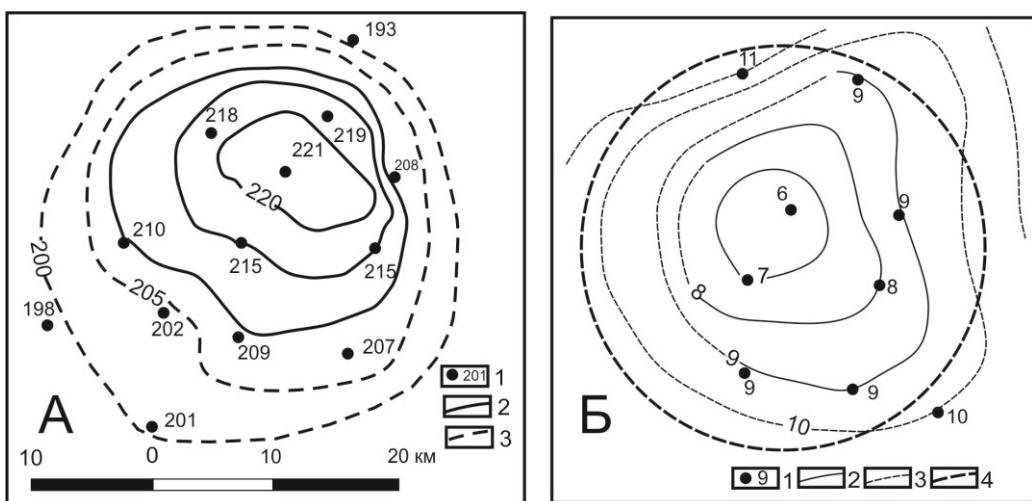
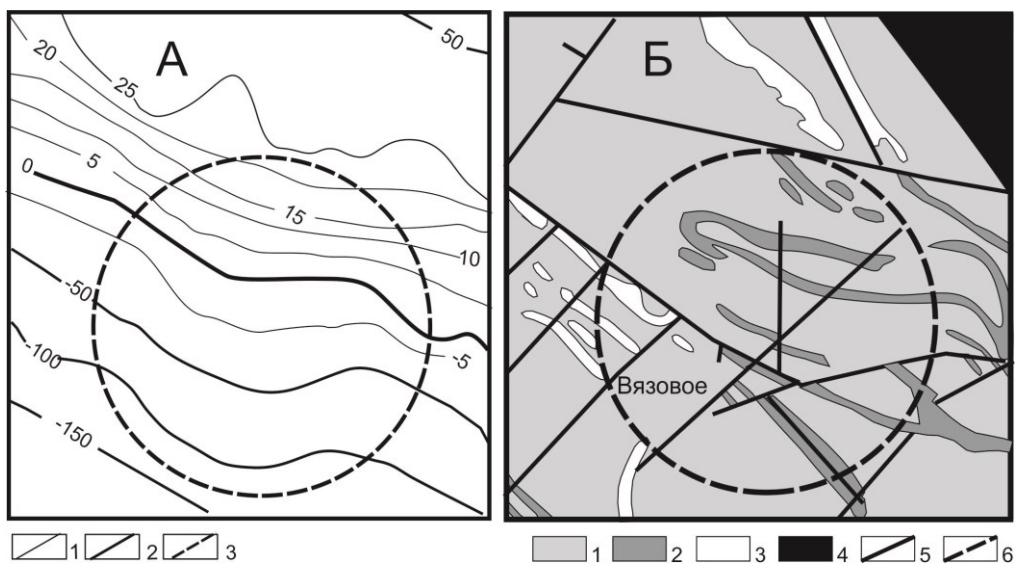


Рис. 2. Космический снимок системы Landsat - 8, ближний инфракрасный диапазон (0.81 мкм) и схема структурного дешифрирования Вязовской радиально-кольцевой морфоструктуры



А - 1 – скважины с абсолютными отметками подошвы палеогеновых отложений, 2 –изогипсы подошвы палеогена; **Б** – 1- скважины с мощностями номанских отложений. Изопахиты сеномана: 2 – достоверные, 3 – предполагаемые. 4 – контур Вязовской морфоструктуры.

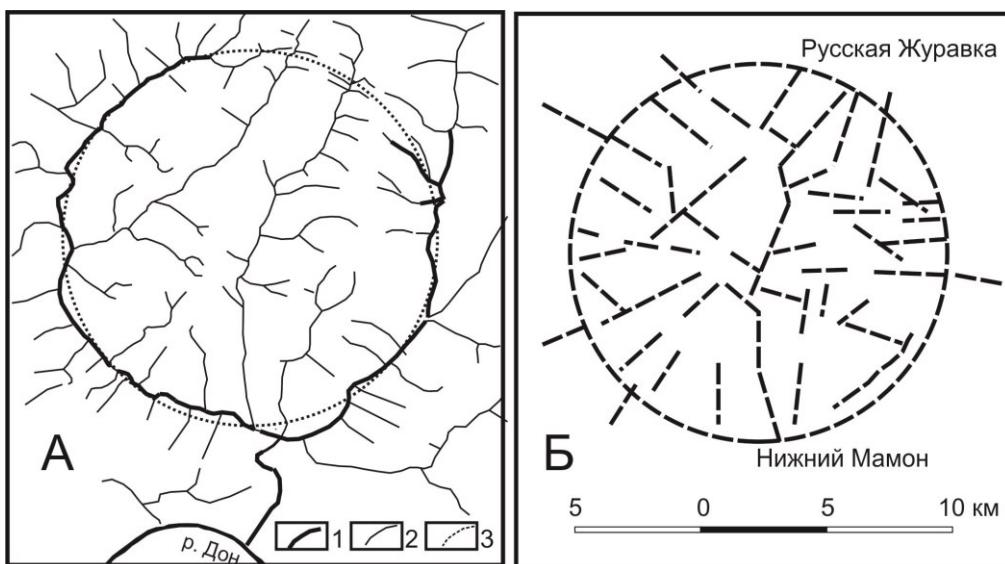
Рис. 3. Отражение Вязовской морфоструктуры в рельефе подошвы палеогеновых отложений (А). Палеоструктурная карта Вязовской морфоструктуры (Б)



А - 1 -изогипсы, проведенные через 5 метров. 2 - изогипсы, проведенные через 50 метров. 3 - контуры кольцевой морфотруктуры; Б - 1 - поздний карелий; 2 - ранний карелий; 3 - поздний архей (михайловский комплекс); 4 - ранний архей (обоянский комплекс); 5 - разломы; 6 - контуры кольцевой морфоструктуры

Рис. 4. Отражение Вязовской кольцевой морфоструктуры в рельефе поверхности докембрийского фундамента (А). Соотношение Вязовской кольцевой морфоструктуры с геологией фундамента (Б) (из геологической карты Воронежского кристаллического массива, С. П. Молотков и др., 1999)

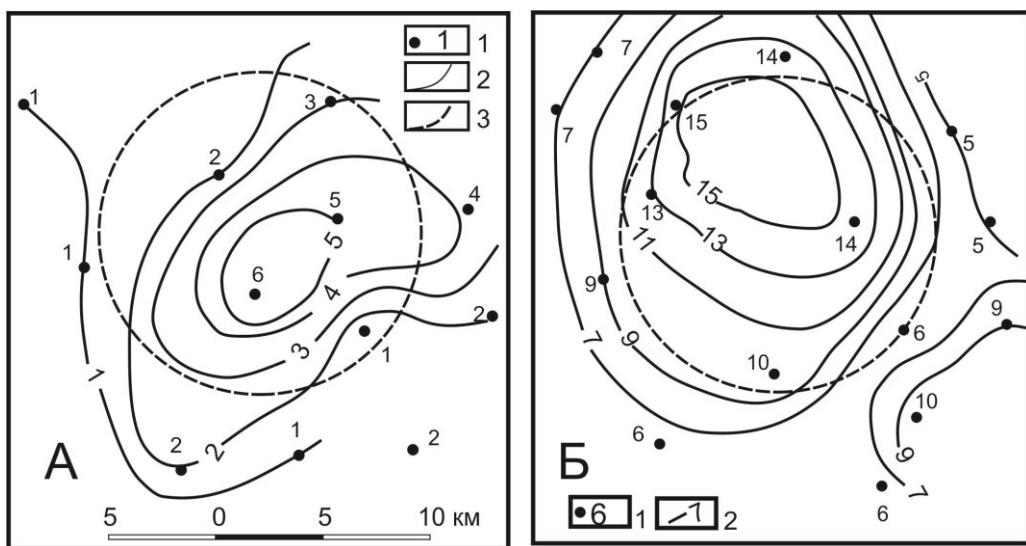
Мамоновская кольцевая морфоструктура образована слиянием реки Мамоновки (левый приток Дона) и реки Гнилуши - правого притока Мамоновки (**рис. 5**). На схеме структурного дешифрирования выделяется кольцевое образование и радиальные линеаменты.



1 – речные долины, 2 – овражные и балочные долины, 3 – контуры радиально-кольцевой морфоструктуры

Рис. 5. Мамоновская кольцевая морфоструктура. плановый рисунок гидросети (А) (по космоснимку Landsat8) и схема структурного дешифрирования (Б)

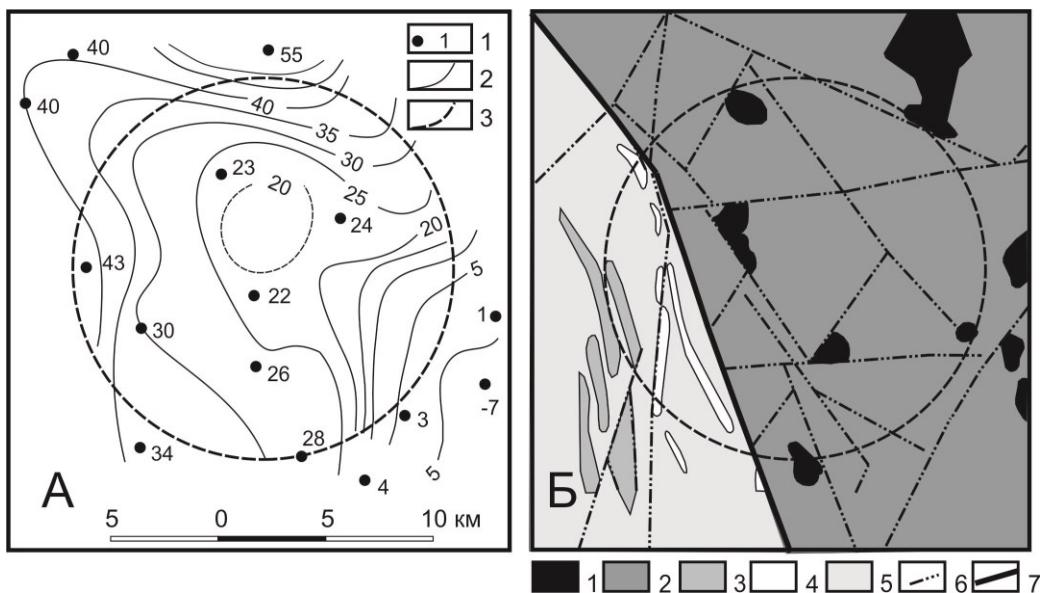
Депрессия выражена и в изменении мощности различных горизонтов осадочного чехла (**рис. 6**).



А - 1 - скважины с мощностью мосоловского горизонта, 2 - изопахиты мосоловского горизонта, 3 - контур Мамоновской радиально-кольцевой морфоструктуры; Б - 1 - скважины с мощностью сеномана; 2 - изопахиты сеномана

Рис. 6. Локальная депрессия в палеоструктуре мосоловского горизонта девона. Отражение Мамоновской кольцевой морфоструктуры в изменении мощности сеномана

На поверхности фундамента Мамоновской морфоструктуре соответствует депрессия (**рис. 7А**), а в его геологии в контурах морфоструктуры отмечается сгущение разломов (**рис. 7Б**).



А-1 - скважины с абсолютными отметками поверхности кристаллического фундамента, 2 - изогипсы поверхности фундамента, 3 контуры радиально-кольцевой морфоструктуры; Б - 1 - ранний карелий, мамонский комплекс 2 - ранний карелий, воронцовская серия 3 - ранний карелий, павловский комплекс, 4 - поздний архей, михайловский комплекс; 5 - ранний архей, обоянский комплекс. 6 - разломы; 7 - надвиговая зона

Рис. 7. Локальная депрессия на поверхности кристаллического фундамента (А). Кольцевая морфоструктура и геология фундамента (Б) (из геологической карты Воронежского кристаллического массива, С. П. Молотков и др., 1999)

Таким образом, при различиях в знаке деформаций Вязовской и Мамоновской морфоструктур отмечается их выраженность в локальных структурах чехла. Оно дополняется наличием в контурах структур узлов пересечения разломов. Динамика развития отрицательной локальной структуры в целом сходна с динамикой развития положительной морфоструктуры. Обе они формируются не только на неотектоническом этапе, но развиваются в продолжение всего времени накопления осадочного чехла.

Наличие сгущения разломов может свидетельствовать о глубинном положении источника напряжений. Образование и рост локального поднятия определяет динамические условия в его контурах. При вертикальном направлении усилий, которые возникают на глубине, функционально связанной с радиусом структуры [3], происходит образование кольцевой зоны приповерхностной сколовой трещиноватости. Увеличение площади поверхности при росте локальной структуры обусловливает формирование радиальных трещин растяжения. Таким образом, радиальные и кольцевые элементы образуют единую систему трещиноватости, связанную общностью происхождения. Трещиноватость, формируя ослабленные зоны, осваивалась гидросетью, создавая радиально-кольцевые морфоструктуры – тектонические структуры, выраженные в рельефе.

Допуская, что состав пород земной коры в пределах изучаемой площади по своим физическим свойствам обладает углом скальвания в среднем 20° [5], глубины очагов для изученных структур – около 40 км. Это примерно соответствует положению границы Мохоровичича [8].

Литература.

1. Космогеология СССР. ред. кол. В.Н. Брюханов и Н.В. Межеловский (отв. ред.). – М.: Недра, 1987. – 240 с.
2. Лукьянов В.Ф. Радиально-концентрические структуры восточной части Воронежского кристаллического массива (ВКМ) / В.Ф.Лукьянов // Вестник Воронежского университета. Серия Геология – 2000.- №9. - С. 31-37.
3. Соловьев В.В., Рыжкова В.М. Карта рельефа подошвы литосферы России. Масштаб 1:10 000 000. Объяснительная записка // Геологический атлас России. Раздел 2. Геологическое строение и геофизическая характеристика недр.- М.-СПб.,1996. - С. 185-194.
4. Раскатов Г.И. Геоморфология и неотектоника территории Воронежской антеклизы // – Воронеж: изд-во Воронеж.ун-та, 1969. – 164 с.
5. Савко А.Д., Мануковский С.В., Мизин А.И. [и др.] Литология и фации донеогеновых отложений Воронежской антеклизы /. Труды НИИ геологии ВГУ - Вып.3. - Воронеж: Изд-во Воронеж.ун-та, 2001. - 201 с.
6. Ненахов В.М., Стрик Ю.Н., Трегуб А.И. [и др.] Минерагенические исследования территорий с двухъярусным строением (на примере Воронежского кристаллического массива) // – М.: Геокарт, Геос, 2007. 284 с.
7. Гзовский М. В. Основы тектонофизики. // – М.: Недра, 1975. – 536 с.
8. Литосфера Воронежского кристаллического массива по геофизическим и петрофизическим данным ред. кол. Н. М. Чернышов, член-корр. РАН (отв. ред.) – Воронеж: ИПЦ «Научная книга», 2012. – 330 с.

ИСТОЧНИКИ РАДОНА ТЕРРИТОРИИ БЫВШЕГО РАДИЕВОГО ПРОМЫСЛА ПОС. ВОДНЫЙ (РЕСПУБЛИКА КОМИ)

Удоратин В.В., Езимова Ю.Е., Магомедова А.Ш.

*Институт геологии им. академика Н.П. Юшикина ФИЦ «Коми научный центр УрО РАН»,
г. Сыктывкар, Россия*

Аннотация. На территории пос. Водный Республики Коми с 1931 до 1956 гг. существовало предприятие «Водный промысел», состоящее из 12 радиохимических заводов, где добывался радий. После прекращения работы «Водного промысла» остались участки с радиоактивным загрязнением. Большой вклад в мощность дозы облучения населения вносит газообразный радон-222, который может мигрировать из мест складирования радиоактивных отходов на значительные расстояния. Исследования посвящены выявлению областей с высокими значениями объемной активности радона и их возможной приуроченности к зонам разломов, имеющим широкое распространение на территории Ухтинской складки Южного Тимана. Радоновое поле на изучаемой территории формируется за счет захоронений промышленности, специфической геологической и тектонической позиции, заключающейся в близком залегании байкальского фундамента и наличии сети разломов, служащих каналами для конвективного переноса флюидов, в частности радона.

На территории пос. Водный Республики Коми в 1926 г. А.А. Черепенников и Л.Н. Богоявленский выявили необычно высокое содержание радия-226 в подземных водах Ухтинского нефтяного месторождения. Освоение месторождения, которое получило название «Водный промысел» началось в 1930 г. Предприятие «Водный промысел», состоящее из 12 радиохимических заводов, успешно функционировало с 1931 до 1956 гг., после чего его перепрофилировали в завод «Комиэлектростеатит» (в настоящее время завод «Прогресс»).

После прекращения работы «Водного промысла» остались участки с радиоактивным загрязнением: территории бывших заводов по переработке воды, хранилище радиоактивных отходов (РАО), небольшие участки земли и строения на территории поселка, которые закрыты для посещения людей. Особое внимание уделялось хранилищу РАО, расположенному в населенном пункте и водоохранной зоне, и где главными загрязняющими радионуклидами являются радий-226 и уран-238 [1]. Многолетние исследования по изучению радиоактивной обстановки в пос. Водный были направлены на установление содержания радия-226 и урана-238 в воде и донных отложениях на участках радиоактивного загрязнения. Наблюдения подтвердили успешность реабилитационных мероприятий, проведенных в 2014–2015 гг. и включающих изоляцию хранилища РАО путем сооружения физических и геохимических барьеров. Благодаря консервации отходов снизилась удельная активность радионуклидов в грунтовых водах в 10 и более раз [2, 3].

Однако большой вклад в мощность дозы облучения населения вносит газообразный радон-222, который может мигрировать из мест складирования РАО на значительные расстояния. Облучение живых организмов происходит за счет попадания радона и продуктов его распада в питьевую воду и воздух жилых помещений.

Существует несколько гипотез о происхождении Ухтинского месторождения радиоактивных вод. Л.Н. Богоявленский и А.А. Черепенников (1928), В.И. Баранов и И.Д. Курбатов (1933), В.А. Вернадский (1934) отмечали, что Ухтинские воды принадлежат к типу богатых радием вод нефтеносных месторождений.

По мнению Ф.А. Торопова (1933) происхождение радиоактивных Ухтинских вод связано с «выщелачиванием радиоактивных веществ, дисперсно-рассеянных в омываемых водами метаморфических сланцев, подстилающих нефтеносную свиту».

С.М. Воинов (1939) полагал, что радий опустился из верхних пачек нефтеносной свиты в более нижние и далее «проник вместе с морской водой в трещины сланцев, которые уже имелись к моменту трансгрессии девонского моря».

И.Н. Стрижов (1939), в целом, придерживается мнения А.Ф. Торопова, дополняя ее. В основных чертах его теория генезиса Ухтинского месторождения радия заключается в следующем:

1) Сланцы и кварциты Ухтинского района состоят из продуктов разрушения древнего гранитного хребта. Граниты содержали мелкорассеянный уран и торий и урановые и ториевые минералы. Все это в виде мельчайших обломков и мелкорассеянных частиц перешло в сланцы и кварциты.

2) При внедрении гранитного батолита, поднимающиеся по трещинам и разломам горячие растворы и газы, содержащие уран и торий минерализовали сланцы. Соединения урана и тория осели в сланцах в мелкорассеянном виде. Радиоактивный распад урана и тория дал радий, растворившийся в соленой воде.

3) Нефть девонских отложений и протерозоя послужила одним из факторов создания Ухтинского месторождения радия. Нефть и асфальт, концентрируя ванадий, собирали и уран, который являлся родоначальником радия.

Г.А. Ерема и др. (1978) полагают, что Ухтинское месторождение радиоактивных вод (руд) также как и известное Комбриельское урано-фосфорное рудопроявление, малоинтенсивные урановые аномалии на р. Ухте приурочены к Северо-Ухтинскому поперечному разлому. Все эти ураноносные участки располагаются в узлах пересечения разломов северо-восточного и тиманского направления. Разломы являются проводниками, по которым флюиды, обогащенные радиоактивными элементами, поступали из фундамента (гранитного батолита?) и изотопы урана и тория осаждались из этих вод (флюидов).

Сложное геологическое строение Ухтинской складки, близкое расположение поверхности фундамента, наличие разновозрастных разломов, секущих фундамент и осадочный чехол вызывает интерес для детального изучения зон разломов в физических полях и их возможная приуроченность к зонам транспортировки радона.

Нами проводился анализ и обобщения существующих моделей геологического строения Ухтинской складки, уделяя основное внимание разломной тектоники, для предстоящих детальных геофизических исследований, направленных на понимание геодинамической обстановки территории. Цель исследований сводится к оценке уровня почвенного радона на территории пос. Водный и вблизи него и выделению участков с повышенными значениями объемной активности радона с анализом их геологического строения.

В результате геолого-геофизического обобщения и интерпретации гравиметрических и магнитометрических карт различных масштабов, сейсморазведочных данных нами построена схема разломной тектоники Ухтинской складки Южного Тимана [4].

Полученные результаты позволили детализировать разломно-блоковую модель района исследования и уточнить морфологию разломов. Анализ выделенных разломов по поверхности рифейского фундамента показывает, что основная часть разломов имеет северо-западное направление, соответствующее положению Ухтинской складки, протягиваются как непрерывно, так и фрагментарно по всей структуре. С запада выделяется Ярегский сброс (Большой Ярегский сброс), с востока – Восточный сброс. Между ними, в оси складки, прослеживается серия разломов, количественно увеличиваясь на севере при расширении самой складки. Разломы северо-восточного и близ широтного направлений делят складку на разно-высотные блоки. По поверхности девонских отложений явно можно проследить разломы только северо-западного направления, хотя в общем плане видно, как ступенеобразное погружение горизонта на север и юг складки, так и отдельные блоки в ее оси. Так прослеживается Ярегский сброс и отдельные фрагменты разломов в северной части складки [4].

На протяжении 2022 и 2023 гг. на Водненской структуре Ухтинской складки Южного Тимана, где находится п. Водный, нами выполнялись измерения объемной активности почвенного радона.

При обобщении собранных данных удалось выявить зональность радонового поля для пос. Водный и его окрестностей. Выделяются области:

- 1) низких или фоновых значений, где ОАР $< 1000 \text{ Бк}/\text{м}^3$
- 2); стабильно высоких значений с ОАР $> 1000 \text{ Бк}/\text{м}^3$;
- 3) с изменяющимся во времени радоновым полем.

По данным исследований выделяется одна область со стабильно высокими концентрациями почвенного радона, достигающими $10000\text{--}18000 \text{ Бк}/\text{м}^3$, которая прослеживается в субмеридиональном направлении, охватывая территории бывшего радиевого производства.

Обобщая полученные данные, можно сделать вывод, что радоновое поле на изучаемой территории формируется за счет захоронений промышленности, специфической геологической и тектонической позиции, заключающейся в близком залегании байкальского фундамента и наличии сети разломов, служащих каналами для конвективного переноса флюидов, в частности радона.

Исследование выполнено в рамках темы научно-исследовательской работы “Глубинное строение, геодинамическая эволюция, взаимодействие геосфер, магматизм, метаморфизм и изотопная геохронология Тимано-Североуральского литосферного сегмента”. Регистрационный номер в единой государственной информационной системе учёта результатов научно-исследовательских, опытно-конструкторских и технологических работ гражданского назначения – 1021062211107-6-1.5.6; FUUU-2022-0085.

Литература.

1. Кичигин А.И. Реабилитация территории Ухтинского радиевого промысла. Материалы всероссийской научной конференции (с международным участием) «Управленческие аспекты развития северных территорий России» (Сыктывкар, 20–23 октября, 2015). № 3. С. 61–65.
2. Шапошникова Л.М., Рачкова Н.Г. Анализ эффективности реабилитации территории хранилища отходов радиевого производства в Республике Коми // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2018. № 2. С. 74–85. DOI: 10.7868/S0869780318020072
3. Рачкова Н.Г. Первые данные об эффективности консервации приповерхностного хранилища радиоактивных отходов бывшего радиевого промысла // Радиохимия. 2019. Т. 61. № 2. С. 174–179. DOI: 10.1134/S0033831119020151
4. Удоратин В.В., Езимова Ю.Е., Магомедова А.Ш. Разломная тектоника Ухтинской складки Тиманской гряды // Известия Коми НЦ УрО РАН. 2023. № 2 (60). Серия «Науки о Земле». С. 15–25. DOI 10.19110/1994-5655-2023-2

ОПЫТ ОЦЕНКИ ПОСЛЕДСТВИЙ РАЗРУШИТЕЛЬНОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 06.02.2023 В ТУРЦИИ

Фролова Н.И.¹, Габсатарова И.П.², Сущев С.П.³, Малаева Н.С.¹

¹ Институт геоэкологии им Е.М. Сергеева РАН, г. Москва, Россия

² ФИЦ «Единая геофизическая служба РАН», г. Обнинск, Россия

³ Московский Государственный Технический Университет им. Баумана, г. Москва, Россия

Аннотация. В статье решается задача подбора уравнений затухания сейсмической интенсивности для территории Турции и моделирования последствий наиболее сильного разрушительного землетрясения 6 февраля 2023 г. в юго-восточной части Турции. Актуальность исследования определяется необходимостью получения надежных оценок возможных потерь от землетрясений для принятия решения о реагировании и выборе стратегии поисково-спасательных работ с учетом наиболее пострадавших населенных пунктов. Целью исследования является проверка пригодности существующих для юго-восточной Турции закономерностей затухания сейсмической интенсивности I и очаговых параметров землетрясения 6 февраля 2023 г. с магнитудой $M=7.8$ для адекватного описания имеющихся априорных данных о балльности в пострадавших населенных пунктах и возможного ущерба на случай повторения сильного землетрясения в этом районе в будущем. С использованием системы "Экстремум" получены оценки возможных средних степеней повреждений зданий $d=4$ и $d=5$ для населенных пунктов в зоне бедствия, которые сопоставимы с показателями расчетного ущерба застройке, опубликованными 17 февраля 2023 года в предварительном отчете KOERI. Сравнение площадей с расчетными показателями ущерба ($d=4$ и $d=5$) и данных KOERI показало различие, не превышающее 20%. Такая погрешность позволяет получить достаточно надежные возможные оценки ущерба и потерь в первые 30–40 минут после получения параметров события, что позволяет принять обоснованное решение о реагировании в случае повторения сильных землетрясений в этом районе Турции и Сирии.

Ключевые слова: оперативная оценка потерь в случае землетрясений, информационная система "Экстремум", региональные модели макросейсмического поля, Восточно-Анатолийский разлом, Турция.

Защита населения от природных катастроф и, в первую очередь, от землетрясений, которые чаще всего приводят к гибели людей и значительным экономическим потерям, – одна из актуальных задач современной науки. Катастрофические последствия землетрясений 6 февраля 2023 г. в Турции стали подтверждением, что, по большей части, сильные и катастрофические землетрясения остаются непредсказуемыми и вопросы обеспечения сейсмической безопасности населения являются крайне актуальными.

В заявлении международной организации КОДАТА (Комитет по сбору и оценке численных данных для науки и техники) от 1 марта 2023 г. вместе с соболезнованиями народам Турции и Сирии отмечается важность научных исследований в получении оперативной информации о возможных последствиях землетрясений для принятия решения о спасательных и других неотложных мероприятиях, об оказании гуманитарной помощи.

Такая информация может быть предоставлена соответствующими системами для оперативной оценки последствий, которые успешно развиваются последние 20 лет и активно используют большие массивы данных (Big Data) для калибровки своих моделей. В настоящее время известны, по крайней мере, три глобальные системы, которые оперативно представляют информацию о возможных последствиях сильных событий. Система «Экстремум» одна из таких систем. Первая версия системы была разработана в 90-ые годы прошлого века. Впервые она была апробирована на Нефтегорском землетрясении 1995 года (о. Сахалин). В 2000-ых в рамках программ ЧОС Совета Европы STRIM и EDRIM была создана версия системы «Экстремум» для оценки потерь от землетрясений на глобальном уровне [1, 2, 3].

Опыт эксплуатации системы «Экстремум» позволил ранжировать факторы, которые влияют на надежность оценок потерь от землетрясений. Выделены четыре группы факторов: "очаг", "макросейсмическое поле", "уязвимость застройки" и "уязвимость населения" [4]. Наибольший вклад в погрешность результатов оперативного моделирования последствий дают возможные ошибки определения координат эпицентра, глубины, магнитуды, описания

механизма очага, в том числе ориентации разрыва в очаге, а также неточности в описании анизотропии макросейсмического поля, проявляющиеся в некорректном учете изменчивости затухания интенсивности по простиранию горных структур и в крест ему, а также протяженных очагов.

Целью настоящего исследования является проверка пригодности существующих для юго-восточной Турции закономерностей затухания сейсмической интенсивности I и очаговых параметров землетрясения 6 февраля 2023 г. с магнитудой $M=7.8$ для адекватного описания имеющихся априорных данных о балльности в пострадавших населенных пунктах и возможного ущерба на случай повторения сильного землетрясения в этом районе в будущем.

Очаг первого наиболее сильного события 6 февраля 2023 г. приурочен к Восточно-Анатолийскому разлому. Левантско-Восточно-Анатолийская зона известна с глубоких исторических времен (69 г. до н.э.) сильными разрушительными землетрясениями. Эта территория имела высокий уровень развития цивилизации с довольно плотным населением, и поэтому многие землетрясения сопровождались многочисленными человеческими жертвами, оценки которых доходили до двух-трех сотен тысяч жителей древних городов (29.05.526 г.) [5-7].

В современное время сейсмичность, контролируемая Восточно-Анатолийским разломом, менее выражена по сравнению с сейсмичностью на Северо-Анатолийском разломе. В XX веке здесь вообще не происходили землетрясения с $M \geq 7$ [8]. Однако, по историческим данным известно, что в ноябре 1114 г. близко (один из вариантов координат, второй вариант на 150 км восточнее) к эпицентральной области первого толчка землетрясения 6 февраля 2023 г. произошло 9-ти балльное землетрясение с $M=7.8$. На севере разлома известно 10-ти балльное землетрясение 678 г., унесшее жизни 170 тыс. человек по данным [9] (рис. 1).

По данным агентства AFAD (<https://en.afad.gov.tr/>) Департамента землетрясений по борьбе со стихийными бедствиями и чрезвычайными ситуациями, Анкара, Турция, в период с 1900 по 2022 год в районе Восточно-Анатолийского разлома (EAF) не было зарегистрировано ни одного землетрясения с $M \geq 7.0$. Хотя такие землетрясения происходили в пределах Северо-Анатолийского разлома (NAF) и западного побережья Эгейского моря [12].

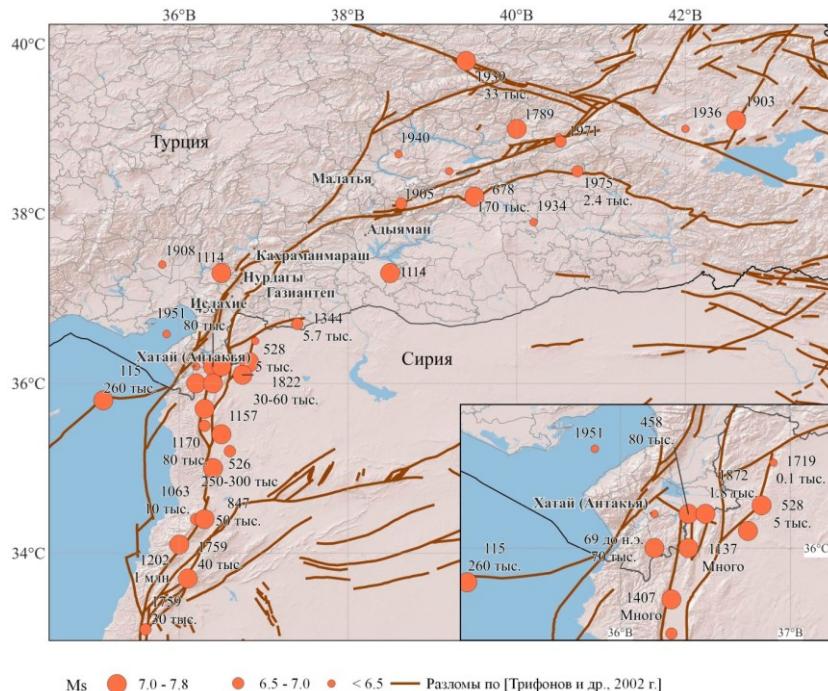


Рис. 1. Историческая сейсмичность Турции и ее ближайшего окружения по данным [7], в пределах Левантско-Восточно-Анатолийской разломной зоны (DSF (разлом Мертвого моря) + EAF (Восточно-Анатолийский разлом)).

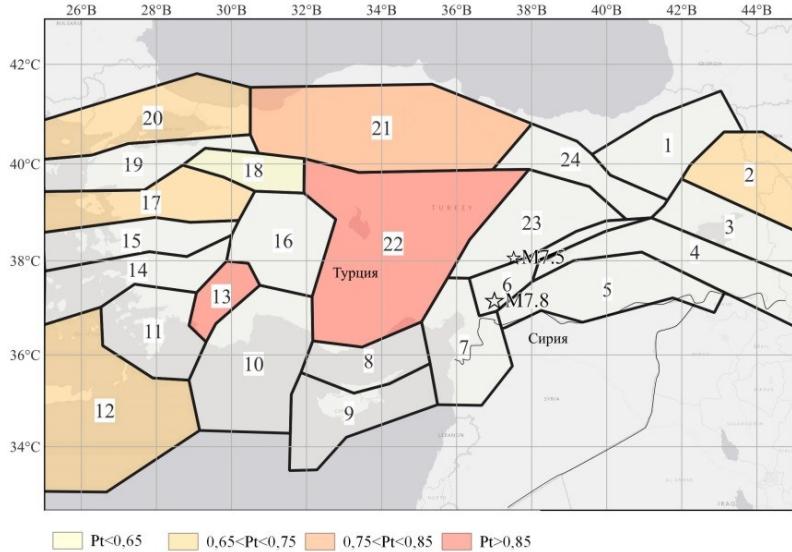


Рис. 2. Вероятности возникновения землетрясений с $M_S > 7.0$ в ближайшие 100 лет для 24 зон ВОЗ в Турции и на сопредельных территориях (цифра в центре – номер зоны).

В незакрашенных зонах отсутствует вероятность возникновения землетрясений с $M_S \geq 7.0$ в ближайшие 100 лет. Заимствовано в [10-11]

Не претендуя на полноту анализа многочисленных литературных источников по оценке сейсмической опасности Турции, отметим, что оценки вероятности возникновения сильного землетрясения на Восточно-Анатолийском разломе на основе анализа поведения наклона (величина b) графика повторяемости Гуттенберга-Рихтера (G-R), были низки, как показано в работе [10-11] (рис. 2). По мнению [13] величина b отражает не только относительную долю малых и сильных землетрясений, но и может быть связана с особенностями сейсмогенной обстановки, регионально-временными и глубинными изменениями напряжений. В целом, если существует временное уменьшение значения b для данного региона, можно сделать вывод о возможности возникновения землетрясения.

С точки зрения оценки сейсмической опасности, безусловно, район Восточно-Европейского разлома относится к одной из наиболее опасных зон Турции I степени опасности [14], характеризующейся пиковым ускорением $PGA = 0.4g$. Анализ имеющейся в нашем распоряжении информации показывает, что район землетрясения 6 февраля 2023 г. был отнесен к одному из наиболее сейсмоопасных на территории Турции, в то же время этот район испытывал сейсмическое затишье относительно сильных землетрясений ($M \geq 7.0$) с исторических времен (1114 г.). Но, по мнению отдельных турецких ученых, в рассматриваемом районе не ожидалась реализация сильных землетрясений в ближайшие 100 лет.

Для оценки возможных последствий землетрясения 6 февраля 2023 г. были проанализированы пять уравнений затухания сейсмической интенсивности, предложенные для рассматриваемого района исследователями в 60-ые и 90-ые годы:

$$\text{для мира [15]: } I = 1.5M - 3.5\lg\sqrt{\Delta^2 + h^2} + 3 \quad (1)$$

$$\text{для юго-восточной Европы [16]: } I = 1.5M - 4\lg\sqrt{\Delta^2 + h^2} + 3.8 \dots \quad (2)$$

$$\text{для юго-восточной Турции [17]: } I = 1.718M - 3.33\lg\sqrt{\Delta^2 + h^2 + K^2} + 0.795 \quad (3)$$

$$\text{для зоны Восточно-Анатолийского разлома [18]: } I = 1.51M - 1.32\ln(\Delta + 7) + 0.15 \quad (4)$$

$$\text{для территории всей Турции [18]: } I = 2.12M - 1.38\ln(\Delta + 7) - 2.72 \quad (5)$$

где Δ - эпицентральное расстояние, км; h - глубина очага, км; M - магнитуда землетрясения (инструментально определенное значение M_S или пересчетное из других оценок); K – поправочный коэффициент, принимаемый равным 7 по аналогии с уравнениями (4, 5) [18].

Расчеты последствий были выполнены с помощью системы «Экстремум» с использованием данных разных служб: ФИЦ ЕГС РАН, NEIC, EMSC, GEOFON, KOERI, GCMT и др. В табл. 1 приведены параметры землетрясения по данным различных сейсмологических служб, которые использовались в исследовании.

Табл. 1. Параметры очага землетрясения 06.02.2023 в Турции по данным оперативных служб

Служба/ Агентство	Время в очаге (UTC)	координаты	M	h , км	Источник
USGS	01:17:35	37.174°N; 37.032°E	7.8	17.9	https://earthquake.usgs.gov
EMSC	01:17:36.1	37.17°N; 37.08°E	7.8 Mw	20	https://www.emsc-csem.org/
Geofon	01:17:34	37.23°N; 37.05°E	7.7 Mw	10	https://geofon.gfz-potsdam.de/
INGV	01:17:36	37.202°N; 37.064°E (37.2023°N; 37.0635°E)	7.9 Mwpd	20	https://www.ingv.it/
GS RAS	01:17:35	37.29°N; 36.99°E	8 Ms	10	http://www.gsras.ru/new/ssd
GDACS	01:17	37.1736°N; 37.032°E	7.8	24.075	https://www.gdacs.org/
KOERI	01:17:31	37.1123°N; 37.1195°E	7.4 ML 7.7 Mw	5	http://www.koeri.boun.edu.tr/scripts/lasteq.asp
KOERI	01:17	37.288°N; 37.043°E	7.7	8.6	Preliminary report ver.1 [Hancilar et al., 2023]
GCMT	01:18:10.4	37.56°N; 37.47°E	7.8 Mw	14.9	http://www.globalcmt.org

Макросейсмическое поле, описанное эллиптическими изосейстами, ориентировалось вдоль разломов [19] и под характерным углом к разлому в соответствии с решением механизма очага, используемые коэффициенты сжатия эллипса k изменялись от 3 до 6 [20].

Для выбора параметров, которые в случае повторения события могут быть использованы в оперативной оценке потерь, расчетные значения интенсивности I_i сравнивались с наблюденными по данным GDACS [<https://www.gdacs.org/>]. Задача состоит в выборе и запоминании наиболее вероятных параметров, которые могут быть применены в случае повторения события в рассматриваемой зоне.

Хорошая сходимость расчетных и наблюденных значений интенсивности I была получена при использовании закона затухания интенсивности для юго-восточной Европы [16], параметров очага USGS, ориентации эллиптических изосейст вдоль разломов [19], для коэффициентов сжатия эллипса $k=5$ и $k=6$ (рис. 3а и 3б).

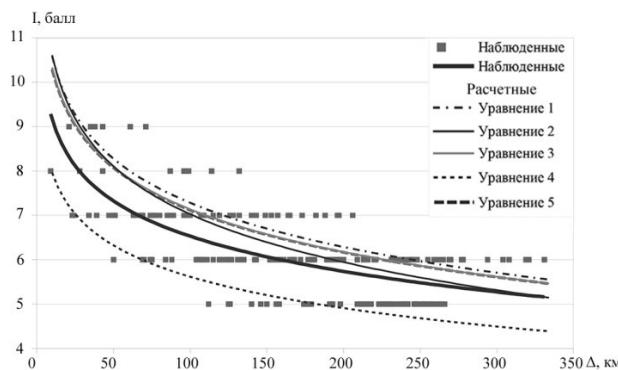


Рис. 3а. Сравнение наблюденной и расчетных интенсивностей; $k=5$; вдоль разломов

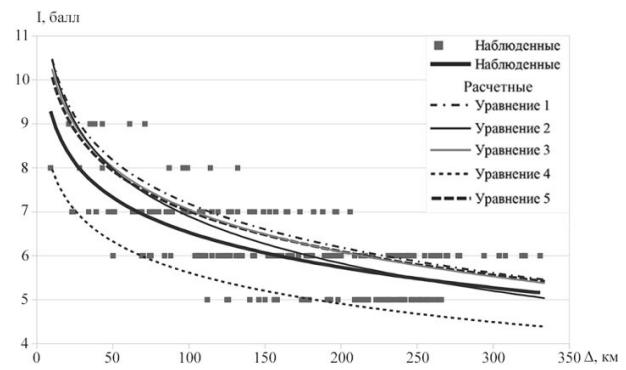


Рис. 3б. Сравнение наблюденной и расчетных интенсивностей; $k=6$; вдоль разломов

При использовании для расчета последствий землетрясения параметров очага GCMT [<http://www.globalcmt.org>] и ориентации изосейст в соответствии с решением механизма очага под углом 54° для $k=5$ все три используемых уравнения (2), (3) и (5) дают завышенные оценки расчетных интенсивностей I в ближней зоне. На расстояниях $\Delta \geq 120$ км уравнение (2) [16] дает наилучшую сходимость с наблюденными значениями интенсивности I .

Возможные расчетные интенсивности I с использованием региональных зависимостей носят предварительный характер.

Уравнение (2) для юго-восточной Европы [16], позволившее получить наилучшую сходимость расчетных и наблюденных интенсивностей I , было использовано в системе «Экстремум» для моделирования распределения средних степеней повреждений в населенных пунктах, пострадавших от землетрясения 6 февраля 2023 в Турции и Сирии (рис. 4).

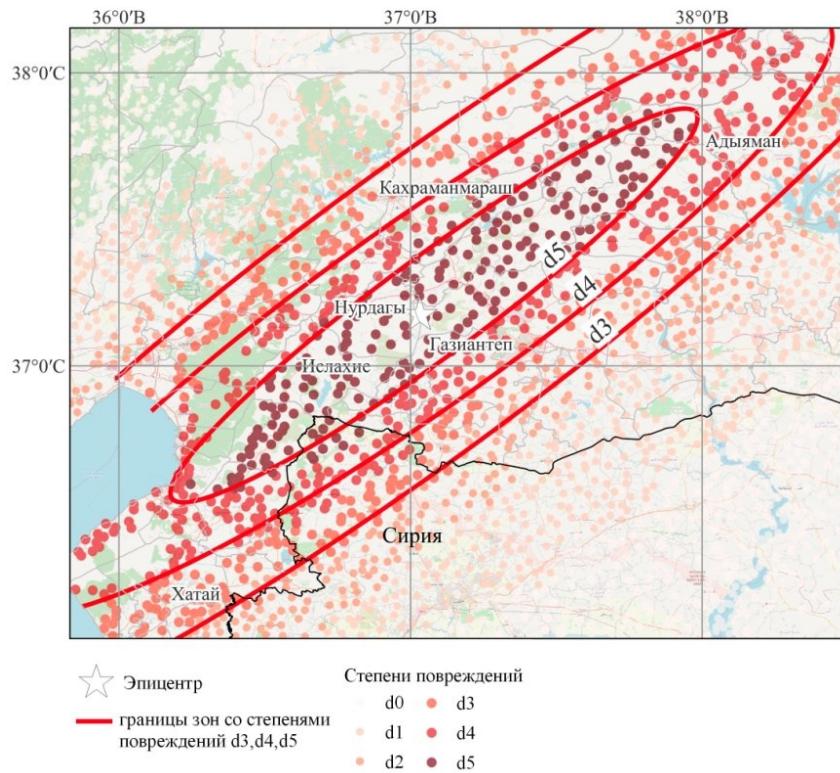


Рис. 4. Моделирование ущерба от землетрясения 6 февраля в Турции: распределение средних степеней повреждений в пострадавших населенных пунктах

Полученные оценки возможных средних степеней повреждений зданий $d=4$ и $d=5$ для населенных пунктов в зоне бедствия (рис. 4) сопоставимы с показателями расчетного ущерба застройке, опубликованными 17 февраля 2023 года в предварительном отчете KOERI [21]. Сравнение площадей с расчетными показателями ущерба ($d=4$ и $d=5$), определенных с помощью системы «Экстремум», и данных KOERI показало различие не превышающее 20%.

Такая погрешность позволяет получить достаточно надежные возможные оценки ущерба и потерь в первые 30–40 минут после получения параметров события, что позволяет принять обоснованное решение о реагировании в случае повторения сильных землетрясений в этом районе Турции и Сирии.

Литература.

1. Ларионов В.И., Сущев С.П., Угаров А.Н., Фролова Н.И. Оценка сейсмического риска с применением ГИС-технологий. // Природные опасности России. Т. 6: Оценка и управление природными рисками / Под ред. А.Л. Рагозина. М.: Изд. Фирма “КРУК”, 2003. - С. 209–231.
2. Ларионов В.И., Фролова Н.И., Угаров А. Н., Сущев С. П., Козлов М. А., Малаева Н. А., Барская Т. В. Оценка сейсмического риска // Геоэкология. 2017. - № 2. - С. 11-26.

3. Frolova, N. I., Larionov, V. I., Bonnin, J., Sushchev, S. P., Ugarov A. N. and Kozlov, M. A. Loss caused by earthquakes: Rapid estimates // Nat. Hazards. 2017. - V.88. - P. 63–80. doi 10.1007/s11069-016-2653-x.
4. 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.
5. Трифонов В.Г., Карабанян А.С., Кожурин А.И. Активные разломы и сейсмичность// Природа. 1989. № 12. - С. 32-38.
6. Трифонов В. Г., Карабанян А. С. Геодинамика и история цивилизаций //Труды Геологического института. 2004. № 553. С. 1-668.
7. Трифонов В. Г., Додонов А. Е., Бачманов Д. М., Иванова Т. П., Карабанян А. С., Имаев В. С., Юсеф А. Неотектоника, современная геодинамика и сейсмическая опасность Сирии //Труды Геологического института. 2012. № 598. - С. 1-216.
8. Ambraseys N. N., Jackson J. A. Faulting associated with historical and recent earthquakes in the Eastern Mediterranean region // Geophysical Journal International. 1998. V. 133. - N 2. - P. 390-406.
9. Guidoboni E., Comastri A., Traina G. Catalogue of ancient earthquakes in the Mediterranean area up to the 10th century. Rome: Istituto Nazionale di Geofisica, 1994. - 504 p.
10. Bayrak, Y., Öztürk, S., Çinar, H., Kalafat, D., Tsapanos, T. M., Koravos, G. C., & Leventakis, G. A. Estimating earthquake hazard parameters from instrumental data for different regions in and around Turkey //Engineering Geology. 2009. - V. 105, - N. 3-4. - P. 200-210.
11. Bayrak Yu., Öztürk S., Çinar H., Koravos G.Ch. and Tsapanos Th.M. Earthquake hazard assessment for different regions in and around Turkey based on Gutenberg-Richter parameters by the least square method // Journal Of Applied Functional Analysis. copyright EUDOXUS PRESS,LLC, 2009b. - V.4, - N.2. P. 286-299.,
12. Atmaca, B., Demir, S., Günaydin, M., Altunışık, A. C., Hüsem, M., Ateş, Ş., & Angin, Z. Lessons learned from the past earthquakes on building performance in Turkey // J. Struct. Eng. Appl. Mech. 2020. V. 3, N 2. - P. 61-84
13. Öztürk S., Gerdan S. A general overview on the region-time behaviors of the recent earthquake activity in the Marmara region of Turkey //Sigma Journal of Engineering and Natural Sciences. 2020. - V. 38, - N. 3. - P. 1623-1641.
14. Gunes O. Turkey's grand challenge: Disaster-proof building inventory within 20 years //Case Studies in Construction Materials. 2015. - V. 2. - P. 18-34.
15. Шебалин Н.В. Опорные землетрясения и уравнения макросейсмического поля // Новый Каталог сильных землетрясений на территории СССР (с древнейших времен до 1975 г.) М.: Наука,1977. - С. 20-30.
16. Shebalin N. V., Leydecker G., Mokrushina N.G., Tatevossian R.E., Erteleva O.O. & Vassiliev V.Yu. Earthquake Catalogue for Central and Southeastern Europe 342 BC – 1990 AD. Final Report to Contract ETNU – CT93-0087. 1998.
17. Burton P.W., McGonigle R., Makropoulos K.C., Ucer S.B. Seismic risk in Turkey, the Aegean and the eastern Mediterranean: the occurrence of large magnitude earthquakes // Geophys. J. R. astr. SOC. 1984. - V. 78. - P. 475-506.
18. Earthquake risk reduction in the Balkan region. UNDP Project executed by UNESCO in association with UNDRO. (RER/79/014). Working Group A “Seismology, Seismotectonics, Seismic Hazard and Earthquake Prediction”, Final Report, Athens, December 1982. - 152P.
19. Трифонов В.Г., Соболева О.В., Трифонов Р.В., Востриков Г.А. Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизионного пояса. М.: Геос, 2002. - 224 с.
20. Erdik, M., Biro, Y. A., Onur, T., Sesetyan, K., & Birgoren, G. Assessment of earthquake hazard in Turkey and neighboring //Annali di geofisica. 1999. - V. 42. - N. 6. - P. 1125–1138.
21. Hancilar U., Şeşetyan K., Çaktı E., Şafak E., Yenihayat N., Malcioglu F.S., Dönmez K., Tetik T., Süleyman H. “Kahramanmaraş - Gaziantep Türkiye M7.7 Earthquake, 6 February 2023 (04:17 GMT+03:00). Strong Ground Motion and Building Damage Estimations”. KOERI. Preliminary Report (v6), 16.02.2023 (v6), 13.02.2023 (v5), 09.02.2023 (v4), 08.02.2023 (v3), 07.02.2023 (v2), 06.02.2023 (v1). 2023. - 42 p.

НАЦИОНАЛЬНАЯ ШКАЛА СЕЙСМИЧЕСКОЙ ИНТЕНСИВНОСТИ ТУРКМЕНИСТАНА НА ОСНОВЕ ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ

Ходжаев А., Эсенов Э. М.

*Институт Сейсмологии и физики атмосферы Академии наук Туркменистана,
г. Ашхабад, Туркменистан*

Аннотация. Статья посвящается разработанной Национальной инструментальной Шкале сейсмической интенсивности, учитывающая региональные особенности и количественные характеристики сейсмических колебаний грунтов, рассчитанных на основе данных сильных и ощущимых землетрясений зарегистрированных на территории Туркменистана. Разработанная инструментальная часть Национальной Шкалы сейсмической интенсивности Туркменистана позволяет количественно оценить сейсмическую опасность и риск и для выработки превентивных мер по снижению сейсмического риска. Разработанную Национальную инструментальную Шкалу сейсмической интенсивности рекомендуется использовать в инженерных разработках и при расчётах проектируемых зданий и сооружений на сейсмостойкость на территории Туркменистана.

Ключевые слова: Амплитуда, балльность, землетрясение, интенсивность, опасность, оценка, районирование, риск, сейсмичность, скорость, смещение, ускорение, шкала.

Мировая практика показывает, что подземные сейсмические толчки на поверхности Земли проявляются неодинаково, даже на определенных жилых местностях. Все это показывает, о необходимости учёта местных инженерно-геологических особенностей и гидро-геологических условий территории строительных площадок строящихся зданий и сооружений, а также колебательные характеристики конструкций, которые способны “усилить” или “гасить” подземные сейсмические силы.

Действующие в настоящее время на территории Туркменистана – Строительные нормы и правила (СНиП), Строительные нормы Туркменистана (СНТ), Ведомственные строительные нормы Туркменистана (ВСН), карты общего сейсмического районирования (ОСР), детального сейсмического районирования (ДСР), сейсмического микрорайонирования (СМР) – принятые как нормативные документы, при составлении генпланов, сложных инженерно-строительных проектов, а также в разработках новых строительных площадок зданий и сооружений [1-3].

Строительные проектирования сложных инженерных зданий и сооружений при расчёте их на сейсмостойкость требует знания о таких величинах параметров сейсмических колебаний грунтов как, максимальная амплитуда, преобладающие периоды, длительность, спектров реакции, а также учёта грунтово-геологических особенностей территории строительных площадок [2-5].

Новая концепция развития страны, предусматривает создание для населения высочайшего уровня комфорта и безопасности проживания, что отражено в Государственных программах социально-экономического и научного развития Туркменистана: «Национальная программа социально-экономического развития Туркменистана в 2022-2052 годах», «Снижение сейсмического риска в сейсмоопасных зонах Туркменистана (на 2019-2025 годы), «Комплексное развитие сейсмологической науки в Туркменистане на 2022-2028 годы», где определён постепенный переход к инновационным технологиям, способным обеспечить их устойчивое развитие в будущем.

Актуальность: Существенное развитие сейсмостойкого строительства привело к необходимости создания более строгих методов оценки интенсивности сильных землетрясений, нежели это делается на основе современных сейсмических Шкал, базирующихся преимущественно на качественных данных макросейсмических наблюдений. Введение строгих количественных критериев оценки интенсивности землетрясения является основной и главной задачей современной инженерной сейсмологии.

Цель: Разработка Национальную инструментальную Шкалу сейсмической интенсивности, учитывающей региональные особенности и количественные характеристики сейсмических колебаний грунтов при сильных и ощутимых землетрясениях зарегистрированных на территории Туркменистана.

Задачи:

- изучить имеющиеся макросейсмические, инструментальные и другие Шкалы интенсивности землетрясений для разработки Национальной инструментальной Шкалы применительно к условиям Туркменистана;
- провести анализ материалов инструментальных и макросейсмических обследований последствий сильных землетрясений Туркменистана;
- выработать критерии определения сейсмического балла применительно к региону, т.е. к условиям Туркменистана.

Ожидаемые результаты – инструментальная Шкала сейсмической интенсивности, где учтены региональные особенности и количественные значения параметров сейсмических колебаний грунтов, рассчитанных на основе данных сильных и ощутимых землетрясений зарегистрированных на территории Туркменистана.

Новизна – В Туркменистане впервые разработана инструментальная Шкала сейсмической интенсивности, учитывающая региональные особенности и количественные характеристики сейсмических колебаний грунтов.

Полезность для производства – Национальная Шкала сейсмической интенсивности Туркменистана позволит разработать нормы для расчёта проектируемых зданий и сооружений на сейсмостойкость и для выработки превентивных мер по снижению сейсмического риска.

В мире используется несколько Шкал интенсивности. Например, в Европе – Европейская макросейсмическая Шкала (EMS-1998); в США – модифицированная Шкала Меркалли-Канкани (MM, 1902); в странах Латинской Америки принята 10-балльная Шкала Росси-Фореля (1883); в Японии – 7-балльная Шкала Японского метеорологического Агентства (Shindo); в Российской Федерации – учитывающая и сведения о природных явлениях сейсмологическая и инженерно-сейсмометрическая, переработанная 12-балльная инструментальная Шкала (2013); в Туркменистане и в странах Содружества Независимых Государств (СНГ), наиболее широко используемая в мире 12-балльная Шкала Медведева-Шпонхайера-Карника (MSK-64 и MMSK-86). Эти все Шкалы используется для оценки интенсивности землетрясения на поверхности Земли, т.е. для определения причиненного ущерба. Интенсивность землетрясений оценивается в сейсмических баллах, а для энергетической классификации землетрясений пользуются широко распространённая в мире Шкала Рихтера, составленная в значениях от 0-я до 8.9 [6-10].

Интенсивность землетрясений оценивается в сейсмических баллах, для энергетической классификации землетрясений пользуются магнитудой (например, Шкала Рихтера). Для оценки интенсивности плохо изученных процессов используются Шкалы балльности. Поскольку оценку воздействий в баллах нельзя непосредственно использовать при инженерных расчётах, Шкалы, кроме описательной части, содержат и инструментальную часть, в которой приводятся среднестатистические оценки значений параметров сейсмических колебаний, соответствующих той или иной интенсивности. Изучения последствий сильных и разрушительных землетрясений показывают, о необходимости корректировки к Шкалам интенсивности землетрясения, учитывающие региональные особенности. После произошедших сильных землетрясений, такие страны как Российская Федерация, Республика Казахстан, Республика Узбекистан, Республика Таджикистан и другие государства, входящие в состав Содружества Независимых Государств, создали свою Национальную Шкалу интенсивности землетрясения и начали внедрять её в производство [6-8, 10-12].

Туркменистан расположен в Центрально-Азиатском регионе, который характеризуется сложным геологическим и тектоническим строением и высокой сейсмичностью, где даже в относительно спокойных в настоящее время в геологическом отношении районах в прошлом происходили и не исключены в будущем землетрясения различной интенсивности. Территория Туркменистана, большинство его городов и селений расположены в зоне достаточно высокой сейсмичности, оценивающейся в пределах от 6 до 9-10 баллов. Все эти разновидности представлены на нормативной «Карте общего сейсмического районирования (ОСР) территории Туркменистана». Для столицы (г. Ашхабад) и других городов страны их сейсмические условия, в зависимости от инженерно-геологических и других факторов, отражены в «Картах сейсмического микрорайонирования» (СМР), дающие детальную, в масштабе населенного пункта (1:10000 или 1:25000), оценку возможных параметров сотрясений в виде расчётного балла для каждого отдельного участка, выделенного на территории города по совокупности гидрогеоморфологических и инженерно-геологических особенностей строительных площадок [1-3, 13].

В настоящее время в Туркменистане в качестве расчёта сейсмической нагрузки используется Шкала MSK-64 и последующие её модификации. Она не может быть чисто описательной, так как отсутствуют физические параметры воздействия (ускорение, скорость, смещение, длительность, период, спектры сейсмических колебаний). Для составления инструментальной части Национальной Шкалы сейсмической интенсивности Туркменистана, оценены и характеризованы некоторые параметры сейсмических колебаний грунтов по данным землетрясений, зарегистрированных на территории Туркменистана. Разработанная Национальная инструментальная Шкала сейсмической интенсивности Туркменистана позволяет количественно оценить сейсмическую опасность региона по ускорениям, скоростям, смещениям колебаний, что применимо для общего, детального и микросейсмического районирования территории, удобно проектировщикам и строителям при расчётах зданий и сооружений на сейсмостойкость [5, 9, 14, 15].

При разработке Национальной инструментальной Шкалы сейсмической интенсивности Туркменистана учтены [9, 13-17]:

- 1) явления остаточной деформации грунта (разжижение, трещины в грунтах и т.д.);
- 2) факторы гидровулканов (грязеизвержения, супензионное состояние грунтов и т.д.);
- 3) использованы характеристики трещин в грунтах, полученные при обследовании эпицентральных зон сильных землетрясений;
- 4) результаты анализа макросейсмического эффекта степени воздействия сотрясений на здания и сооружения;
- 5) значения интенсивности и её сопоставления с параметрами трещин (глубина, ширина и длина трещины и т.д.);
- 6) сведения о повреждении подземных сооружений и коммуникаций (водо-газо-нефте-трубопроводов и т.д.) при землетрясениях;
- 7) признаки поворота грунтов при землетрясениях (крутизна и др.);
- 8) геологический фактор, выход тектонического разрыва на поверхность;
- 9) результаты анализа связи сейсмической интенсивности с гидрогеологическими условиями, определяемыми уровнем залегания грунтовых вод (УГВ), водонасыщенностью грунтов.

Основными параметрами, описывающими какой-либо сигнал, считается следующие параметры [3]:

A_{max} – максимальная амплитуда, характеризующая интенсивность сигнала;

M_A – функция, характеризующая амплитудную модуляцию, т.е. форму огибающей колебаний;

ω_o – несущая частота колебаний;

M_ω – функция, характеризующая частотную модуляцию колебаний.

Основными параметрами, характеризующие сейсмические колебания грунта, являются следующие параметры [5]:

- 1) максимальная амплитуда колебаний – A_{max} ;
- 2) соответствующий ей период колебаний – T ;
- 3) длительность сейсмических колебаний – d ;
- 4) спектр реакции – S .

Как видно из вышеизложенных, при разработке строительных проектов сейсмостойких зданий и сооружений, важно знать количественные значения основных параметров, характеризующие сейсмические колебания грунта строительных площадок.

Интенсивность является качественной характеристикой землетрясения и указывает на характер и масштаб воздействия землетрясения на поверхность Земли, на людей, животных, автомашин, предметов быта, аппаратуры, оборудования и других утварь, а также на естественные и искусственные сооружения в районе землетрясения. Сейсмический эффект на поверхности Земли характеризуется сейсмической Шкалой балльности, измеряемой в балах. Балльность Шкалы устанавливаются макросейсмическими обследованиями района по величине разрушений наземных сооружений или деформаций Земной поверхности [7, 8, 9].

Ниже приводятся установленные формулы, связывающие параметры сейсмического колебания грунта с параметрами землетрясения, применимые для условий Туркменистана.

Связь параметра A сейсмического колебания грунта с интенсивностью (I) землетрясения [15, 18, 19]:

$$\begin{aligned} \lg A_x, \text{ см} &= 0.54 I - 3.52 \text{ – для смещения;} \\ \lg A_v, \text{ см/сек} &= 0.44 I - 2.07 \text{ – для скоростей;} \\ \lg A_a, \text{ см/сек}^2 &= 0.30 I - 0.08 \text{ – для ускорений.} \end{aligned}$$

Связь параметра A сейсмического колебания грунта с магнитудой (M) и эпицентральным расстоянием (R) землетрясения [5, 13]:

$$\begin{aligned} \lg A_x, \text{ см} &= 0.97 M - 2.2 \lg R - 2.10 \pm 0.53 \text{ – для смещения;} \\ \lg A_v, \text{ см/сек} &= 0.88 M - 2.2 \lg R - 1.15 \pm 0.28 \text{ – для скоростей;} \\ \lg A_a, \text{ см/сек}^2 &= 0.79 M - 2.2 \lg R + 0.80 \pm 0.28 \text{ – для ускорений.} \end{aligned}$$

Связь параметра T сейсмического колебания грунта с классом энергией (К), магнитудой (М) и эпицентральным расстоянием (R) землетрясения [5, 18]:

$$\begin{aligned} \lg T_x, \text{ сек} &= 0.11 K + 0.26 \lg R - 1.58 \text{ – для смещения;} \\ \lg T_v, \text{ сек} &= 0.16 M + 0.26 \lg R - 1.62 \text{ – для скоростей;} \\ \lg T_a, \text{ сек} &= 0.20 M + 0.25 \lg R - 2.00 \text{ – для ускорений.} \end{aligned}$$

Связь параметра d сейсмического колебания грунта с классом энергией (К), магнитудой (М) и эпицентральным расстоянием (R) землетрясения [5, 18]:

$$\begin{aligned} \lg d_x, \text{ сек} &= 0.13 K + 0.50 \lg R - 1.52 \text{ – для смещения;} \\ \lg d_v, \text{ сек} &= 0.19 M + 0.64 \lg R - 1.56 \text{ – для скоростей;} \\ \lg d_a, \text{ сек} &= 0.20 M + 0.50 \lg R - 1.50 \text{ – для ускорений.} \end{aligned}$$

Формула характеристики спектров реакции S [3, 14]:

$$\alpha S = \lg (\alpha T_l / \alpha T_n),$$

где, αS – полная логарифмическая ширина спектра на уровне α ; αT_l , αT_n – крайние левый и правый периоды на том же уровне.

Характеристики асимметрии спектров реакции [4, 5]:

$$\alpha S_l = \lg (\alpha T_l / T_p), \alpha S_n = \lg (T_p / \alpha T_n),$$

где, αS_l , αS_n – левая и правая логарифмическая полуширины спектра на уровне α ; T_p – резонансный период.

Характеристические значения полной логарифмической ширины спектров землетрясений по смещениям [5]:

$$0.7S^X = 0.29 (\sigma \pm 0.20), 0.5S^X = 0.52 (\sigma \pm 0.21), 0.3S^X = 0.76 (\sigma \pm 0.23),$$

+0.22	+0.22	+0.25
-0.15	-0.20	-0.20

где, в скобках указаны их среднеквадратичные отклонения.

Характеристические значения полной логарифмической ширины спектров землетрясений по скоростям [5]:

$$0.7S^V = 0.40 (\sigma \pm 0.20), 0.5S^V = 0.78 (\sigma \pm 0.25), 0.3S^V = 1.10 (\sigma \pm 0.25),$$

+0.21	+0.26	+0.25
-0.17	-0.30	0.31

где, в скобках указаны их среднеквадратичные отклонения.

Формулы характеристики средней формы спектра реакции [4, 5]:

$$\lg (Y / Y_{max}) = [0.68 \lg (w / w_o)] / S_y - \text{для низкочастотных},$$

$$\lg (Y_{max} / Y) = [0.53 \lg (w / w_o)] / S_y - \text{для высокочастотных},$$

где, Y – измеряемые уровни спектров; Y_{max} – максимальный уровень спектров; w – частоты, соответствующие измеряемым уровням спектров; w_o – частоты резонансные, соответствующие максимальным уровням спектров.

Здесь $S_y = \lg (w_{\text{в.ч.}} / w_{\text{н.ч.}})$ – полная логарифмическая ширина спектра реакции на уровне $K = 0.5$ от максимального значения, где, $w_{\text{в.ч.}}$ – значения высоких частот; $w_{\text{н.ч.}}$ – значения низких частот.

Ниже, в **табл. 1** показана корреляция максимальных значений ускорений (Aa), скоростей (Av) и смещений (Ax) сейсмических колебаний грунта с интенсивностью (I) землетрясений для условий Туркменистана [13, 16].

Табл.1. Корреляция максимальных значений ускорений (Aa), скоростей (Av) и смещений (Ax) сейсмических колебаний грунта с интенсивностью (I) землетрясений для условий Туркменистана

I , баллы	3	4	5	6	7	8	9	10
$Aa, \text{ см/сек}^2$	-	19	38	76	152	304	608	-
$Av, \text{ см/сек}$	-	0.5	1.4	3.9	10.9	30.7	86	-
$Ax, \text{ см}$	0.013	0.045	0.15	0.52	1.8	6.0	20	70

В **табл. 2** показана корреляция значений ускорений (Aa) сейсмических колебаний грунта, а также соотношение (H/V) между амплитудами горизонтальной (H) и вертикальной (V) компонентах с интенсивностью (I) землетрясения используемых в различных странах мира [6, 7, 20-23]. В работе [24] отмечается невозможность экстраполяции данных по слабым землетрясениям в область сильных движений и обозначают границу между слабыми и сильными движениями грунта, которые соответствуют значения ускорения $100-200 \text{ см/сек}^2$. По данным других авторов [16, 17, 22] границе очага соответствует ускорение около 170 см/сек^2 , при интенсивности землетрясения 7.5 баллов.

Табл. 2. Корреляция значений ускорений (Aa) сейсмических колебаний грунта, а также соотношение (H/V) между амплитудами горизонтальной (H) и вертикальной (V) компонентах с интенсивностью (I) землетрясения используемых в различных странах Мира

I , баллы	Aa , см/сек 2 [6, 7]	Aa , г [21]	H/V [6, 22]	H/V [21]
7	110	0.1	0.54	0.70
8	280	0.2	0.74	
9	700	0.4	0.90	

Ниже, в **табл. 3** показано соответствие инструментальных данных значений ускорений (Aa), скоростей (Av) и смещений (Ax) сейсмических колебаний грунта с интенсивностью (I) землетрясения по Шкале MSK-64 для условий Туркменистана [15, 18, 19].

Табл. 3. Соответствие инструментальных данных значений ускорений (Aa), скоростей (Av) и смещений (Ax) сейсмических колебаний грунта с интенсивностью (I) землетрясения по Шкале MSK-64 для условий Туркменистана

I , баллы	Ax , см	Av , см/сек	Aa , см/сек 2
1	0.00105	0.0234	1.66
2	0.00363	0.0645	3.32
3	0.01257	0.1777	6.61
4	0.04365	0.4897	13.19
5	0.1513	1.35	26.31
6	0.5247	3.72	52.49
7	1.82	10.24	104.72
8	6.31	28.19	208.95
9	21.88	77.63	416.92
10	75.87	213.84	831.82
11	263.05	588.92	1659.62
12	912.22	1622.07	3311.52

Выводы. Комплексное изучение и анализ различных международных и национальных Шкал сейсмической интенсивности стран мира позволяют сделать следующие выводы и рекомендации:

1. Установлена корреляционная зависимость между интенсивностью землетрясения и амплитудами ускорений, скоростей, смещений сейсмических колебаний грунта при ощущимых и сильных землетрясениях зарегистрированных на территории Туркменистана.
2. Составлена Национальная инструментальная Шкала сейсмической интенсивности Туркменистана.
3. Полученные данные позволяют рекомендовать использование Национальной инструментальной Шкалы сейсмической интенсивности в инженерных разработках и в расчётах проектируемых зданий и сооружений на сейсмостойкость на территории Туркменистана.

Литература.

1. Национальная карта сейсмического районирования Туркменистана. // Фонды Министерство строительства и архитектуры Туркменистана. Ашхабад, 1999.
2. Строительные нормы Туркменистана (СНТ 2.01.08-99*). Строительство в сейсмических районах. Раздел 1. // Официальное издание Министерство строительства и архитектуры Туркменистана. Ашхабад, 2009, - 43 с.
3. Эсенов Э.М., Ходжсаев А. Сейсмическое микрорайонирование территорий городов Туркменистана. Ведомственные строительные нормы Туркменистана (ВСН 01-05). // Официальное издание Министерство строительства и архитектуры Туркменистана. Ашхабад, 2005, - 42 с.

4. Аптикаев Ф.Ф. Параметризация записей сейсмических колебаний // Очаговые зоны и колебания грунта. Вопросы инженерной сейсмологии (ВИС). М.: Наука, 1981, вып. 21, - С. 3-7.
5. Ходжаев А. Прогноз параметров сейсмических колебаний грунтов при землетрясениях Туркменистана. Диссертационная работа кандидата физико-математических наук. Ашхабад: Институт Сейсмологии и физики атмосферы Академии наук Туркменистана, 2016, - 124 с.
6. Аптикаев Ф.Ф. Инструментальная сейсмическая шкала. М.: Наука и образование, 2012, - 176 с.
7. ГОСТ Р 57546-2017. «Землетрясения. Шкала сейсмической интенсивности».
8. Медведев С.В. Международная шкала сейсмической интенсивности // Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968, - С. 151–162.
9. Разработка и внедрение Национальной Шкалы сейсмической интенсивности Туркменистана (руководитель проекта – А. Ходжаев). Научно-технический отчёт. // Фонды Министерство строительства и архитектуры Туркменистана. Ашхабад, 2014, - 67 с.
10. Шебалин Н. В., Аптикаев Ф. Ф. Развитие шкал типа MSK // Вычислительная сейсмология. М.: ГЕОС, 2003, вып. 34, - С. 210–253.
11. Чернов Ю.К. Сильные движения грунта и количественная оценка сейсмической опасности территорий. Ташкент: Фан, 1989, - 295 с.
12. Aptikaev F.F. On the correlation of MM – intensity with parameters of ground shaking // Program 7 the European Conference On Earthquake. Athens, 1982, - p. 117-126.
13. Гарагозов Дж. Сильные движения при землетрясениях и проблемы оценки сейсмической опасности. - // Материалы Международной научно-практической конференции «Урбанизация и Землетрясения», посвященной 50-летию Ашхабадского землетрясения 1948 года / Под ред. Гаипова Б.Н. Ашхабад, «Дамана», 1999, - С. 79–85.
14. Агаева Л.А., Ходжаев А. Разработка Национальной Шкалы сейсмической интенсивности Туркменистана. - // Материалы Международной научно-практической конференции «Проблемы инженерной геологии, геотектоники Таджикистана и сопредельных территорий», посвященной 70-летию со дня рождения д.г.-м.н., профессора Таджибекова Мадатбека. Душанбе, ТНУ, 2019, - С. 121-126.
15. Ходжаев А., Аннагулыева Э.М. Национальная Шкала сейсмической интенсивности Туркменистана. - // Материалы Международной научной конференции «Инновационные технологии в решении актуальных проблем сейсмологии, гидрогеологии и инженерной геологии». Ташкент, «Impress Media», 2020, - С. 57-62.
16. Ходжаев А. Инструментальная часть Национальной Шкалы сейсмической интенсивности Туркменистана // Наука и техника в Туркменистане, 2018, - № 4, - С. 74-77.
17. Agayeva L., Hojayev A. The development of national seismic intensity scale of Turkmenistan. Acta of Turin Polytechnic University in Tashkent / Editor in-chief DSc. O.N. Ruzimuradov. Tashkent, 2017, edition 7, - p. 70-73.
18. Ходжаев А. Национальная Шкала сейсмической интенсивности для землетрясений Туркменистана (Инструментальная часть) // Наука и техника в Туркменистане, 2019, - № 5, - С. 97-102.
19. Ходжаев А., Эсенов Э.М. Национальная инструментальная Шкала сейсмической интенсивности Туркменистана // Строительство и архитектура Туркменистана, 2021, - № 1 (25), - С. 50-57.
20. Аптикаев Ф.Ф. Противоречия и ошибки в строительных нормах // Геориск-2018. М.: РУДН, 2018, - т.2, - С.10-15.
21. СП 14.13330. «Строительство в сейсмических районах».
22. Mikhailova N.N., Aptikaev F.F. Some Correlation Relations between Parameters of Seismic Motions // Journal Of Earthquake Prediction Research, Moscow-Beijing, 1996, - vol. 5, - № 2, - p. 257-267.
23. Murphy J., O'Brien L. The correlation of peak acceleration amplitude with seismic intensity and other physical parameters // BSSA, 1977, - vol. 67, - № 3, - p. 877-915.
24. Bersenev I.A., Kuo-Liang Wen. Nonlinear Soil Response – A Reality? // BSSA, 1996, - vol. 86, - № 6, - p. 1966-1978.

ЭНЕРГИЯ КАК ХАРАКТЕРИСТИКА СЕЙСМИЧЕСКОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ

Эртелеева О.О.

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

Аннотация. Сейсмические воздействия, прогнозом которых завершается процесс оценки сейсмической опасности, оцениваются баллами макросейсмической шкалы и количественными параметрами сейсмического движения грунта. Количественные характеристики могут быть разделены на амплитудные, к которым относятся ускорения, скорости и смещения сейсмических колебаний, и энергетические параметры - энергия сейсмических волн; плотность сейсмической энергии, мощность сейсмической волны. Параметры сейсмических воздействий связаны с интенсивностью корреляционными соотношениями, которые установлены при статистической обработке эмпирических данных. Анализ показал, что наибольший коэффициент корреляции имеет уравнение, связывающее сейсмическую интенсивность с энергетической характеристикой сейсмического воздействия – мощностью сейсмической волны. Корреляция с энергией еще не проводилась. Величина стандартного отклонения оценки интенсивности с использованием различных параметров сейсмических колебаний оказалась наименьшей также для мощности сейсмической волны. Результатом проведенного анализа является вывод о том, что энергетические, в сравнении с амплитудными параметрами, наиболее адекватно отражают процессы, протекающие в волновом поле при землетрясениях. Использование энергии, энергетических характеристик для прогноза сейсмических воздействий может существенно повысить точность оценок сейсмической опасности.

Сейсмические воздействия – заключительный этап процесса оценки сейсмической опасности и основа современного сейсмостойкого строительства. Задаваться они могут как в баллах макросейсмической шкалы, так и количественных параметрах сейсмического движения грунта. Последние разнообразны: ускорения, скорости, смещения, различные спектральные характеристики, продолжительность колебаний, энергетические характеристики колебательных движений при землетрясениях и т.д.

При недостатке или отсутствии записей сильных движений грунта, оценки интенсивности пересчитываются в значения параметров сильных движений грунта. Эмпирически показано, что пересчет баллов в ускорения неоднозначен: результаты зависят как от спектра колебаний, так и от расстояния до поверхности разлома [1, 2]. Погрешность такой операции может быть охарактеризована стандартным отклонением математических соотношений между этими величинами, а также коэффициентом корреляции.

При использовании какого параметра величина ошибки является наименьшей? Какой из них наиболее адекватно описывает процессы, протекающие при генерации и распространении сейсмического волнового фронта?

Чаще всего используется пиковое ускорение грунта. Различные нормативные документы регламентируют его применение при расчетах на сейсмостойкость, например, [3, 4]. Созданы программные комплексы, для которых входным параметром является ускорение, его изменение во времени, выраженное акселерограммой. Прогнозу ускорений посвящены многочисленные научные работы, например, [5 - 8].

В результате статистической обработки эмпирических данных по сильным движениям грунта ($2 \leq M_S \leq 8$, кратчайшее расстояние до разлома $0.01 \text{ км} \leq R_{kp} \leq 100 \text{ км}$) установлено [8], что связь между I и пиковым ускорением грунта PGA описывается уравнением:

$$\lg PGA, \text{ см/с}^2 = -0.75 + 0.4I \pm 0.08. \quad (1)$$

Здесь стандартное отклонение характеризует точность построения аппроксимирующей прямой. Коэффициент корреляции составляет $k = 0.82$.

Не столь часто применяются скорости колебаний: например, в Узбекистане при оценке сейсмической опасности [9], в США при расчетах подземных трубопроводов [10]. Еще С.В. Медведев [11] указывал, что при периодах свыше 0.5 с ускорения перестают быть мерой сейсмических воздействий и следует переходить на скорость колебаний. В отечественных строительных нормах этот параметр практически не используется. Доказано, что скорости

колебаний лучше других параметров коррелируют со степенями повреждений зданий и сооружений, с деформациями при землетрясениях [12-15].

Уравнение корреляции эмпирических данных по скоростям (PGV) и оценок сейсмической интенсивности, полученное по той же базе данных и методике, что и для ускорения [8], имеет вид:

$$\lg PGV, \text{см}/\text{с} = -2.23 + 0.47I \pm 0.32. \quad (2)$$

Коэффициент корреляции составляет $k = 0.84$.

Еще меньшее распространение в качестве входных данных в инженерных расчетах имеют смещения сейсмических колебаний. Аналогичное уравнение корреляции эмпирических данных по смещениям (PGD) с величиной сейсмической интенсивности имеет вид [8]:

$$\lg PGD, \text{см} = -4.26 + 0.68I \pm 0.65. \quad (3)$$

Коэффициент корреляции составляет $k = 0.81$, что несколько ниже, чем для PGA . Увеличение стандартного отклонения и снижение коэффициента корреляции объясняется ограниченным частотным диапазоном регистрирующей аппаратуры.

Не только кинематические параметры сейсмических колебаний - ускорения, скорости и смещения – описывают процессы разрушения. В настоящее время среди специалистов, занимающихся сейсмостойким строительством, возрастает интерес к энергетическим характеристикам сейсмических воздействий [16-19]. К таким величинам можно отнести, например, энергию сейсмических волн; плотность сейсмической энергии, т.е. количество сейсмической энергии, приходящееся на единицу объема среды, а также мощность сейсмической волны, которая определяется как количество сейсмической энергии, проходящее через данную поверхность в единицу времени.

В работе [8], учитывая, что произведение пиковых значений ускорения и скорости пропорционально мощности волны W , последнюю величину предлагается оценить по формуле:

$$W = PGA \times PGV. \quad (4)$$

Тогда соотношение этого параметра с интенсивностью сейсмического события описывается уравнением:

$$I = 1.325 \lg(PGA \times PGV) + 2.83. \quad (5)$$

Коэффициент корреляции этих параметров составляет $k = 0.90$.

Как известно, величина энергии сейсмических волн E связана с PGA , PGV и продолжительностью колебаний τ соотношением:

$$E \sim PGA \times PGV \times \tau. \quad (6)$$

Такая корреляция вследствие недостаточности эмпирических данных еще не проводилась. Можно предположить, что вследствие учета продолжительности колебаний коэффициент корреляции интенсивности землетрясения с энергией сейсмической волны будет выше по сравнению с аналогичной зависимостью, описываемой формулой (5).

Из сравнения соотношений (1), (2), (3) и (5) очевидно, что наибольший коэффициент корреляции имеет соотношение, связывающее сейсмическую интенсивность с энергетической характеристикой сейсмического воздействия – мощностью сейсмической волны. Величины средних стандартных отклонений $\sigma(I)$, полученных по данным о стандартных отклонениях при различных значениях I в инженерном диапазоне, для различных параметров сейсмических колебаний приведены в **табл. 1**. Как видно из **табл. 1**, наименьшее стандартное отклонение имеет соотношение, связывающее энергетическую характеристику сейсмического колебания с I .

Параметры	$\sigma(I)$
$PGA, \text{см}/\text{с}^2$	0.60
$PGV, \text{см}/\text{с}$	0.55
$PGD, \text{см}$	0.70
$W, \text{см}^2/\text{с}^3$	0.26

Табл. 1. Средние значения стандартных отклонений $\sigma(I)$ параметров сейсмических воздействий

Выводы. Энергетические параметры в сравнении с кинематическими наиболее адекватно отражают процессы, протекающие в волновом поле при землетрясениях. Использование энергии, энергетических характеристик для прогноза сейсмических воздействий существенно повысит точность оценок сейсмической опасности.

Литература.

1. Neumann R. Earthquake intensity and related ground motion. - Seattle, Univ.Wash. Press, 1954. - 77 p.
2. Murphy, J., O'Brien, L. The correlation of peak acceleration amplitude with seismic intensity and other physical parameters // Bull. Seism. Soc. Am. - 1977. - V. 67, № 3. - Pp. 877–915.
3. СП 14.13330.2018. Строительство в сейсмических районах СНиП II-7-81*. Актуализированная редакция СНиП II-7-81*. - М.: Стандартинформ, 2018. - 116 с.
4. НП-031-01. Нормы проектирования сейсмостойких атомных станций. - М.: Госатомнадзор России, 2001. - 38 с.
5. Graizer V., Kalkan E. Summary of the GK15 ground-motion prediction equation for horizontal PGA and 5% damped PSA from shallow crustal continental earthquakes // Bull. Seism. Soc. Am. - 2016. - V. 106, № 2. - Pp. 687 - 707. - DOI: 10.1785/0120150194.
6. Stafford P.J. Continuous integration of data into ground-motion models using Bayesian updating // Journal of Seismology. – 2019. – V. 23, № 1. - Pp. 39 – 57. - DOI: 10.1007/s10950-018-9792-3
7. Gao J.-C., Chan C.-H., Lee C.-T. Site-dependent ground-motion prediction equations and uniform hazard response spectra // Engineering Geology. – 2021. – V. 292 (№ 106241). - DOI: 10.1016/j.enggeo.2021.106241
8. Аптикаев Ф.Ф. Инструментальная шкала сейсмической интенсивности [Текст] / Ф. Ф. Аптикаев; Российская акад. наук, Ин-т физики Земли им. О.Ю. Шмидта.- Москва: Наука и образование, 2012. - 175 с.
9. Артиков Т.У., Ибрагимов Р.С., Кучкаров К.И., Ибрагимова Т.Л., Мирзаев М.А. Сейсмическая опасность территории Узбекистана в амплитудах скоростей колебаний грунта при землетрясениях // Доклады АН РУз. - 2016. - № 4. - С. 61 – 64.
10. FEMA. [Электронный ресурс.] Hazus-MH, FEMA's software program for estimating potential losses from disasters. - 2003. - URL: <https://www.fema.gov/plan/prevent/hazus/index.shtml> (15.08.2023)
11. Медведев С.В. Инженерная сейсмология. - М.: Госстройиздат, 1962. - 280 с.
- 12 Садовский М.А. Сейсмический эффект взрывов : [Текст] Материалы для участников конференции. Москва. 1939 год / Всес. науч. инж.-тех. горное о-во. Всес. трест по буровзрыв. работам "Союзвзрывпром" / М.А.Садовский. - М.: Гостоптехиздат, 1939. - 36с.
13. Бондаренко В.И., Курзанов А.М., Римшин В.И. Механизм сейсмических разрушений зданий // Вестник Российской Академии Наук. - 2000. - Т. 70, № 11. - С. 1005 - 1009.
14. Campbell K.W., Bozorgnia Y. Use of cumulative absolute velocity (CAV) in damage assessment // Proc. XV World Conference on Earthquake Engineering (Lisbon, September 24 – 28, 2012). - Lisbon, Portugal, 2012. - V. 22. - Pp. 17370 – 17379.
15. Ghayoomi M., Dashti S. Effect of ground motion characteristics on seismic soil – foundation – structure interaction // Earthquake Spectra. - 2015. - V. 31, № 3. - Pp. 1789 – 1812. - DOI: 10.1193/040413EQS089M
16. Курбанов Х.Х., Лин Хонг, Сорокина Г.В., Уздин А.М. Характеристики сейсмического движения дневной поверхности. Их использование в сейсмостойком строительстве. // Геология и геофизика Юга России. – 2022 - № 12(3). – С. 34 – 60. – DOI: 10.46698/VNC/2022/47/47/003.
17. Долгая А.АП., Сибуль Г.А., Прокопович С.В., Уздин А.М. Энергетическая характеристика силы сейсмического воздействия. // Природные и техногенные риски. Безопасность сооружений. – 2020. - № 2 (45). – С. 17 – 23.
18. Рутман Ю.Л. Анализ нагруженности сооружения на основе величины энергетического критерия интенсивности землетрясения. // Строительная механика и расчет сооружений. – 2012. - № 2. – С. 61 – 63.
19. Уздин А.М. Универсальная энергетическая характеристика землетрясения. // Природные и техногенные риски. Безопасность сооружений. – 2018. - № 3. – С. 23 – 26.

**ПРОБЛЕМЫ КРАТКОСРОЧНОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ,
ФУНКЦИОНИРОВАНИЯ СТРАТЕГИЧЕСКИ ВАЖНЫХ И ЭКОЛОГИЧЕСКИ
ОПАСНЫХ ОБЪЕКТОВ. ВЛИЯНИЕ СОЛНЕЧНЫХ МАГНИТНЫХ БУРЬ И
ВСПЫШЕК НА ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ НА ЗЕМЛЕ. ВКЛАД
КРЫМСКОГО ИНСТИТУТА СЕЙСМОЛОГИИ В РЕШЕНИЕ ПРОБЛЕМЫ
КРАТКОСРОЧНОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ.
ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ В ТУРЦИИ И СИРИИ (2023). ПРОБЛЕМЫ СЕЙСМОКОНТРОЛЯ
И СЕЙСМОПРОГНОЗИРОВАНИЯ В АФРИКЕ, АВСТРАЛИИ, НОВОЙ ЗЕЛАНДИИ**

Мельников В.А.

г. Воронеж, Россия

Краткосрочный прогноз – прогноз с заблаговременностью в несколько часов или суток. Попытки создания методов краткосрочного прогноза землетрясений наталкиваются на различного рода препоны, связанные со слабым развитием и плохой организацией служб наблюдения, мониторинга, измерений, с недостаточным числом автономных станций (геофизических, сейсмических). Краткосрочное прогнозирование землетрясений, наиболее важное для предупреждения населения, в настоящее время практически не развито.

На современном этапе развития науки, знаний одного человека недостаточно для эффективного краткосрочного прогнозирования землетрясений. Эффективно краткосрочно спрогнозировать землетрясение может только группа, каждый член которой использует методы прогнозирования, отличные от остальных. Знание сейсмологии (сейсмометрии, науки об измерениях сейсмических событий) не подразумевает каких-либо конкретных знаний в области прогноза. Ни один сейсмолог не может прогнозировать землетрясения со сколько-нибудь высокой статистической достоверностью.

На краткосрочный прогноз землетрясений отрицательно влияет такой феномен, как "ПРОПАВШИЕ" землетрясения. Почему пропадают землетрясения? Например, сейсмологическая служба США сообщает, что Карты и списки событий, которые были обнародованы USGS и участвующими агентствами, не должны рассматриваться как полные списки всех событий в США и прилегающих районах и особенно не должны рассматриваться как полные списки всех событий $M=4.5+$ в мире. Землетрясения, происходящие за пределами США и имеющие магнитуду менее 4.5 балла, могут оказаться трудными для определения местоположения Геологической службой США. Геологическая служба США продолжает получать данные от обсерваторий по всему миру в течение нескольких месяцев после некоторых событий. В мире существует множество региональных сетей, которые могут регистрировать меньшие землетрясения в своем регионе, чем глобальная сеть NEIC (Национальный Информационный Центр Землетрясений) и во многих случаях эти региональные сети не делятся своими данными с NEIC. Поэтому на картах и списках могут отсутствовать некоторые землетрясения.

Та же картина наблюдается и в других сейсмологических службах мира. Следует отметить, что сейсмологическая служба США предоставляет более точные данные, чем, например, сейсмологическая служба Евросредиземноморского региона, что связано с устареванием и не очень хорошим техническим обслуживанием сейсмических станций и недостаточным их количеством. На юге и южнее Африки, Австралии, Новой Зеландии сейсмособытия практически отсутствуют, несмотря на то, что южнее этих образований находятся мощные зоны разломов. Это говорит о недостаточности (или отсутствии) сейсмических станций, что не позволяет эффективно проводить сейсмоконтроль и сейсмопрогнозирование на этих территориях.

Людские потери от землетрясений XX века составили больше миллиона человек. Только в 2011 году зарегистрированы 180 землетрясений с магнитудой **6.0** и более, из них наиболее разрушительными были несколько землетрясений в Японии 11 марта с магнитудой 7.6–9.0, самое мощное из которых сопровождалось цунами. В результате – по крайней мере, 15550 человек погибших, 5344 пропавших без вести, 5314 раненых, 131000 перемещенных лиц. 6 февраля 2023 года в Турции произошли два мощных землетрясения. Эпицентр первого, с магнитудой 7.8 находился в районе Шехиткамиль в Газиантепе (Турция), эпицентр второго, с магнитудой 7.5 — в районе Экинёзю в Караганмараше (Турция). В результате катастрофы в Турции погибло свыше 50 500 человек, а в Сирии — 8476 человек. Считавшееся почти неприличным на международных научных конференциях по сейсмологии и геофизике словосочетание "прогноз землетрясений" наконец перестало восприниматься таковым. Это прежде всего благодаря исследованиям российской геофизической школы, возглавляемой патриархом отечественной сейсмологии и математической геофизики академиком **Владимиром Кейлис-Бороком**. Уже к концу 60-х **Кейлис-Борок** становится одним из крупнейших авторитетов в мировой геофизике. Признанием этого факта, в частности, является избрание его членом Национальной академии наук США в 1971 году, задолго до того, как он получил аналогичный академический статус на родине (1987).

Кандидат географических наук **Виктор Боков**, доцент Российского государственного гидрометеорологического университета (РГГМУ), руководитель научно-прогностической лаборатории прогнозов землетрясений (Санкт-Петербург), занимается краткосрочным прогнозированием ПОВЕРХНОСТНЫХ землетрясений, которые являются наиболее разрушительными. Спусковым фактором, способным вызвать землетрясение, является не только изменение атмосферного давления, но и другие факторы (вспышки на солнце, магнитные бури, фазы Луны). Тем не менее, запатентованный метод В. Бокова должен изучаться и внедряться в практику.

В.А. Мельников (Русское Географическое Общество г. Сочи) краткосрочным прогнозированием землетрясений занимается с 2012 года, с момента Крымского (Краснодарский край) наводнения, которое трагически (не случайно!) совпало с мощными вспышками и магнитными бурами на Солнце [1]. **После каждой магнитной бури на Земле происходит сильное землетрясение магнитудой $M=6+$** (Итальянские геофизики из Университета Базиликата в Потенце (University of Basilicata in Potenza) наложили график солнечных вспышек на график глобальной сейсмической активности и увидели: графики совпадают. Примерно через 24 часа после того, как Солнце полыхало, недра нашей планеты начинали трястись сразу во многих местах с силой в 5-6 баллов. А то и больше. Земля, словно живой организм ("не словно живой организм", а живой организм. На мертвой планете живые организмы не смогли бы существовать В.М.) чувствовала настроение светила и реагировала на его изменения).

Так называемое "**фрактальное краткосрочное прогнозирование землетрясений**" осуществляется тремя способами одновременно [2]:

1. На основании признаков.
2. Расчета, основанного на ежесуточной форшоковой активности и построения графика.
3. Графической детализации на карте предполагаемого землетрясения (дополнительный график и расчет).

За все время исследований ни одного признака, который бы находился в ЭПИЦЕНТРЕ землетрясения, выявлено не было. Эпицентр землетрясения определялся, в краткосрочном периоде, путем графической аппроксимации признаков, которые находились на относительно **БОЛЬШОМ РАССТОЯНИИ** от прогнозируемого места землетрясения. Например: Признаки землетрясения, произошедшего в Греции, магнитудой $M=5.0$, находились в Италии и Румынии. Признаки землетрясения, произошедшего в Папуа-Новая Гвинея, магнитудой $M=6.4$, находились в Индонезии и в районе острова Фиджи. Признаки сильнейшего землетрясения в Турции в 2023 году находились в Италии и Турции.

В Крымско-Черноморском регионе с целью обнаружения предвестников землетрясений для краткосрочного прогноза в настоящее время ведется наблюдение за уровнем грунтовых вод на скважинах в п. Суворовка и п. Отважное. Детекторы радона стоят в Скельской пещере, селе Суворово, Ключевое, в Красной пещере, посёлке Лазурное и на сейсмостанции в Судаке. С учетом вышеизложенного пользы от такого наблюдения не было и нет, поскольку признаки сильного землетрясения находятся за пределами Крымского полуострова. Вклад Крымского института сейсмологии в решение проблемы краткосрочного прогнозирования землетрясений - нулевой. В своё время Крымский государственный университет смог создать Крымский институт сейсмологии. В настоящее время он не в состоянии организовать должность специалиста (эксперта) по краткосрочному прогнозированию землетрясений. Направление краткосрочного прогноза землетрясений в Крымском институте сейсмологии - отсутствует.

Разнообразие подходов к проблеме прогноза землетрясений с одной стороны способствует глубокому и всестороннему анализу процессов подготовки сильных землетрясений, а с другой - порождает сложности, связанные с множеством допускаемых определений и не вполне устоявшейся терминологией. Каждый из этих подходов имеет право на существование. Сейсмический процесс представляет собой класс явлений, для которого характерно самоподобие (фрактальность) [2]. Сильные землетрясения происходят при сходных (фрактальных) воздействия внешних факторов. Сейсмический акт подготавливается ниже границы Мохо, другие события происходят выше границы Мохо [3-4]. Такая ситуация удивительна для чисто механических представлений о сейсмическом процессе. Сейсмичность также связана с вариациями скорости вращения земли. Для предупреждения сейсмической опасности необходима краткосрочная оценка ситуаций [5]. Обратим внимание на быстрые, в интервале нескольких суток, изменения различных параметров мониторинга перед событием. Условием для сильнейших событий может быть только достижение на глубинах выше границы (зоны) Мохо критического уровня энергонасыщенности среды, который в короткое время переводит среду в предкатастрофическое состояние на региональном масштабе. Переход среды в предкатастрофическое состояние происходит очень быстро, часы - сутки. Такая динамика сейсмических событий показывает, что сейсмические акты могут отражать быстрые **подвижки, а не трещины или разрывы**. Следует отметить, что триггеры и предвестники землетрясения - это разные понятия. Триггер одновременно является и признаком землетрясения, признак является только признаком.

В работах [6-10] рассмотрены вопросы сейсмической активности считавшейся ранее асейсмической территории Восточно-Европейской платформы. Однако является ли Восточно-Европейская (ВЕП), или Средне-Русская, тектоническая платформа, на которой расположена не только столица, но и вся европейская часть России с основной инфраструктурой государства и более чем 100 млн населения, абсолютно безопасной в сейсмическом отношении??? Ответа пока в официальной форме нет.

Российской академией наук в 1997 году были разработаны, а 27 декабря 1999 года постановлением Госстроя России № 91 утверждены новые Карты общего сейсмического районирования территории России (**ОСР-97**), в соответствии с которыми уровень сейсмической опасности, например, территории Воронежской области, повышен по сравнению с прежними требованиями на 1 балл.(карта «С» - 6 баллов) по шкале MSK-64, что диктует необходимость учета данного фактора при урбанистическом развитии миллионного города Воронежа и особо ответственных объектов расположенных как в самом городе, так и в Воронежской области, по причине строительства данных объектов БЕЗ УЧЕТА СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ. Согласно Схеме детального сейсмического районирования территории Воронежской области, авторы Надежка Л.И., Дубянский А.И., Морено-Палья Л.П., территория региона имеет различную сейсмичность, например, вдоль Дона она достигает 7 баллов. Особо ответственные объекты также располагаются практически на всей территории области. Воронежскую область пересекают 6 магистральных газопроводов, 1 магистральный нефте-

продуктопровод, 1 магистральный аммиакопровод, 5 действующих блоков Нововоронежской атомной станции, имеются такие крупные химические объекты, как ОАО "Минудобрения", АО "Воронежсинтезкаучук", крупные хранилища углеводородного сырья. Все это обуславливает существенный сейсмориск, исходя из возможности возникновения крупномасштабных аварий. Перечисленные объекты строились до выхода в свет (**ОСР-97**) (за исключением 6 и 7 блоков НВАЭС), т.е. УРОВЕНЬ СЕЙСМИЧНОСТИ ПРИ СТРОИТЕЛЬСТВЕ ОБЪЕКТОВ НЕ УЧИТАЛСЯ.

Из выше изложенного можно сделать вывод, что территория Воронежской области (**и не только Воронежской**) требует повышенного сейсмопрогностического внимания. К сожалению, особенность человеческой психологии такова, что люди предпочитают не думать о таких редких катастрофических событиях, как землетрясения, но от этого последствия этих событий не становятся менее трагичными. Видимо поэтому, проблеме прогноза землетрясений и подготовке населения к таким событиям не уделяется должного внимания ни со стороны властей, ни со стороны самого населения.

Евгений Рогожин, зам. директора Института физики Земли РАН: "Мы должны развивать прогноз землетрясений, как все ведущие страны. Проку сейчас от краткосрочного прогноза мало. но это не значит, что его не надо развивать. В ближайшие десятилетия может оказаться какой-то прорыв в этом отношении... Мы должны над этим работать".

Литература.

1. Мельников В.А., Ренева М.А., Гудкова Н.К. Современное состояние проблемы краткосрочного прогнозирования землетрясений // Глубинное строение, минерагения, современная геодинамика и сейсмичность Восточно-Европейской платформы и сопредельных регионов: Матер. 20-й науч.-практ. конф. - Воронеж, 2016. – С.479-481.
2. Карагэзова Н.Р., Кадиров Ф.А. Фрактальные свойства сейсмичности // Результаты комплексного изучения сильнейшего Алтайского землетрясения 2003 г. Его место в ряду важнейших сейсмических событий XXI века на территории России: Матер. 21-й науч.-практ. конф. - Москва, 2018 . – С.167-171.
3. Гуфельд И.Л., Новоселов О.Н. Дегазация Земли как инициатор сейсмической активности // Результаты комплексного изучения сильнейшего Алтайского землетрясения 2003 г. Его место в ряду важнейших сейсмических событий XXI века на территории России : Матер. 21-й науч.-практ. конф. - Москва, 2018. – С.104-109.
4. Бурдакова Е.В., Мищенко О.Н., Глинская Н.В. Системы геодинамических давлений, создающих опасные процессы // Результаты комплексного изучения сильнейшего Алтайского (Чуйского) землетрясения 2003 г. Его место в ряду важнейших сейсмических событий XXI века на территории России : Матер. 21-й науч.-практ. конф. - Москва, 2018 . – С.73-77.
5. Паламарчук В.К., Глинская Н.В., Мищенко О.Н., Бурдакова Е.В. Роль краткосрочных предвестников для постановки задачи прогноза землетрясений // Глубинное строение, минерагения, современная геодинамика и сейсмичность Восточно-Европейской платформы и сопредельных регионов: Матер. 20-й науч.-практ. конф. - Воронеж, 2016. – С.289-296.
6. Надёжска Л.И., Пивоваров С.П., Комаринский Е.В., Витковский И.Л., Владимиров С.Н., Сафонович И.Н., Колесников И.М., Савенков А.В. Опыт сейсмического мониторинга объектов атомной энергетики (на примере Нововоронежской и Курской АЭС) // Глубинное строение, минерагения, современная геодинамика и сейсмичность Восточно-Европейской платформы и сопредельных регионов : Матер. 20-й науч.-практ. конф. - Воронеж, 2016. – С.256-259.
7. Разиньков Н.Д. Сейсмическое микрорайонирование как обязательный вид изысканий для мегаполисов и особо ответственных объектов // Глубинное строение, минерагения, современная геодинамика и сейсмичность Восточно-Европейской платформы и сопредельных регионов : Матер. 20-й науч.-практ. конф. - Воронеж, 2016. – С.316-318.
8. Попова О.Г., Попов О.Г., Аракелян Ф.О., Недядько В.В., Васютинская С.Д. Основные результаты сейсмо-экологического мониторинга сейсмоопасных и особо опасных объектов // Глубинное строение, минерагения, современная геодинамика и сейсмичность Восточно-Европейской платформы и сопредельных регионов : Матер. 20-й науч.-практ. конф. - Воронеж, 2016. – С.311-315.
9. Баранов А.А., Григорян А.Г. Сейсмический мониторинг в районе Нововоронежской АЭС // Глубинное строение, минерагения, современная геодинамика и сейсмичность Восточно-Европейской платформы и сопредельных регионов : Матер. 20-й науч.-практ. конф. - Воронеж, 2016. – С.75-77.
10. Жигалин А.Д., Полетаев А.И. Разломные зоны: геология, геофизика, геоэкология // Глубинное строение, минерагения, современная геодинамика и сейсмичность Восточно Европейской платформы и сопредельных регионов : Матер. 20-й науч.-практ. конф. - Воронеж, 2016. – С.167-171.

СОДЕРЖАНИЕ

ВМЕСТО ПРЕДИСЛОВИЯ.....	3
НИКОЛАЙ МИХАЙЛОВИЧ ЧЕРНЫШОВ – БЕССМЕННЫЙ ПРЕДСЕДАТЕЛЬ ЩУКИНСКИХ КОНФЕРЕНЦИЙ В ВОРОНЕЖЕ.....	5
<i>Надежка Л.И., Старовойт О.Е., Маловичко А.А., Семенов А.Е., Дубянский А.И., Савенков А.В., Сафонич И.Н., Пивоваров С.П., Ефременко М.А., Ежова И.Т., Золототрубова Э.И., Колесников И.М., Пивоваров Р.С.</i>	
БОЛЕЕ ЧЕТВЕРТИ ВЕКА СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИМ ИССЛЕДОВАНИЯМ НА ТЕРРИТОРИИ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА.....	7
<i>Агаева Л.А.</i>	
ОЦЕНКА СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ ТЕРРИТОРИИ НОВОГО ЦЕНТРА ОНКОЛОГИИ В г. АШХАБАДЕ	11
<i>Агаева Л.А., Комекова Т.</i>	
ВЛИЯНИЕ ГРУНТОВЫХ УСЛОВИЙ НА СЕЙСМИЧНОСТЬ ПЛОЩАДКИ СТРОИТЕЛЬСТВА ЦЕНТРА ПЕДИАТРИИ НА 160 МЕСТ В г. АШХАБАДЕ	15
<i>Александров П.Н., Владов М.Л., Кризский В.Н.</i>	
РЕЗОНАНСНЫЙ ЭФФЕКТ В ОБРАБОТКЕ ДАННЫХ ПАССИВНОЙ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ.....	19
<i>Альбеков А.Ю., Гончарова Л.В., Белых К.В., Гунькина А.В.</i>	
ФОРМАЦИОННАЯ ПРИНАДЛЕЖНОСТЬ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ МОХОВСКОГО ТИПА (ХОПЕРСКИЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ БЛОК).....	24
<i>Аптикаев Ф.Ф.</i>	
МОДЕРНИЗАЦИЯ ЭМПИРИЧЕСКОГО МЕТОДА РАСЧЕТА СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЗДЕЙСТВИЙ.....	29
<i>Аптикаева О.И.</i>	
ВАРИАЦИИ БЛОКОВОЙ СТРУКТУРЫ ЗАПАДНОГО ПРИКАСПИЯ И СКОРОСТЬ ВРАЩЕНИЯ ЗЕМЛИ.....	32
<i>Аронов А.Г.</i>	
СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАЙОНА РАЗМЕЩЕНИЯ БЕЛОРУССКОЙ АЭС.....	37
<i>Ассиновская Б.А.</i>	
СЕЙСМИЧЕСКИЕ И СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОСЛЕДНИХ ЛЕТ НА ЮГО- ВОСТОКЕ ФЕННОСКАНДИИ.....	41
<i>Астафьев Д.А.</i>	
ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ДЕЛИМОСТЬ КОРОМАНТИЙНОЙ ОБОЛОЧКИ, СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА И ОСНОВНЫЕ МЕХАНИЗМЫ ГЕНЕРАЦИИ НАПРЯЖЕНИЙ В СЕЙСМОАКТИВНЫХ ОБЛАСТЯХ.....	46
<i>Байрамова И.А., Рахманова М.С.</i>	
ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ И ОЦЕНКА СЕЙСМИЧНОСТИ ТЕРРИТОРИИ СТРОИТЕЛЬСТВА НОВОГО ЦЕНТРА СТОМАТОЛОГИИ В АШХАБАДЕ	52
<i>Баратов А.Н., Мухтаров Ш.З.</i>	
ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ГОР БУКАНТАУ И ИХ МИНЕРАЛОГО- ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА.....	55
<i>Боборыкина О.В., Мануилова Е.А., Фоменко С.В., Плотников И.В., Милюк А.В.</i>	
ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА ОСТРОВАХ БОЛЬШОЙ КУРИЛЬСКОЙ ГРЯДЫ ЗА ИЮЛЬ-АВГУСТ 2023 ГОДА.....	57
<i>Бурмин В.Ю., Петросян Г.Р.</i>	
ГЛУБОКИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ТУРКМЕНИСТАНА И СЕВЕРНОГО ИРАНА.....	62
<i>Габсатарова И. П., Санина И.А., Константиновская Н.Л.</i>	
НОВОЕ ПРОЯВЛЕНИЕ СЕЙСМИЧНОСТИ В ДНЕПРОВО-ДОНЕЦКОМ АВЛАКОГЕНЕ ВЕП.....	66
<i>Григорян А. Г., Канониди К. Х.</i>	
ВЛИЯНИЕ РАЗВИТИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА НА НЕКОТОРЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЯ ЗЕМЛИ.....	71

<i>Гусева Т.В., Крупенникова И.С., Мокрова А.Н., Розенберг Н.К.</i>	
СОВРЕМЕННЫЕ СКОРОСТИ ДВИЖЕНИЯ, ДЕФОРМАЦИИ И СЕЙСМИЧЕСКИЙ ПОТОК ТЕРРИТОРИЙ КРЫМА И СЕВЕРНОГО КАВКАЗА В ЗОНЕ КОЛЛИЗИИ ЕВРАЗИЙСКОЙ И АРАВИЙСКОЙ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ	77
<i>Жигалин А.Д., Архипова Е.В., Брянцева Г.Н., Лавров В.С.</i>	
ГЛОБАЛЬНАЯ СЕЙСМИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ В ХХI СТОЛЕТИИ.....	82
<i>Зуева И.А., Лебедев А.А.</i>	
ХАРАКТЕРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ, ЗАРЕГИСТРИРОВАННЫХ НА СЕВЕРЕ КАРЕЛИИ ПО ДАННЫМ КАРЕЛЬСКОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ СЕТИ.....	86
<i>Иванков О.Е., Сафонич И.Н.</i>	
СОЗДАНИЕ СТАНЦИОННЫХ БЮЛЛЕТЕНЕЙ В ФОРМАТЕ «ТРЕХ ФАЙЛОВ» ИЗ ОТЧЕТА О ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ ПРОГРАММЫ WSG.....	88
<i>Карпинский В.В., Ассиновская Б.А., Панас Н.М., Мунирова Л.М., Карпинская О.В.</i>	
НОВЫЕ ДАННЫЕ О ИСТОРИЧЕСКИХ И ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЯХ НА ЮГО- ВОСТОКЕ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА.....	92
<i>Кафтан В. И., Маневич А. И., Татаринов В. Н.</i>	
СОВРЕМЕННЫЕ ПОДЪЕМЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ, СЕЙСМИЧНОСТЬ И ТЕКТОНИКА КАВКАЗA.....	95
<i>Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н., Аристова И.Л.</i>	
НОВЫЕ ДАННЫЕ О НЕОДНОРОДНОСТЯХ ПОЛЯ ПОГЛОЩЕНИЯ S-ВОЛН В РАЙОНЕ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА.....	100
<i>Косинова И.И., Ильяш Д.В.</i>	
МЕТОДИКА ЭКОЛОГО-ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ТЕРРИТОРИЙ.....	104
<i>Кузин А.М.</i>	
О ГЛУБИННЫХ ПРИЗНАКАХ ФЛЮИДНЫХ ПРОЦЕССОВ В КОНСОЛИДИРОВАННОЙ КОРЕ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВЕП ПО ДАННЫМ МНОГОВОЛНОВОГО ГЛУБИННОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОФИЛИРОВАНИЯ.....	111
<i>Кузин А.М.</i>	
ШИРОТНАЯ ДЕЛИМОСТЬ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ТРАНСКОНТИНЕНТАЛЬНЫМИ ЛЕАНИМЕНТАМИ.....	116
<i>Кузин А.М.</i>	
ОТОБРАЖЕНИЕ ВТОРЖЕНИЯ МАНТИЙНОГО ФЛЮИДА В ЗЕМНУЮ КОРУ ПО ДАННЫМ СЕЙСМИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ МОГТ – ГСЗ.....	122
<i>Кузьмин Д.К.</i>	
ВЫЯВЛЕНИЕ ОПАСНЫХ РАЗЛОМОВ НА ОБЪЕКТАХ НЕФТЕГАЗОВОГО КОМПЛЕКСА.....	127
<i>Макеев В.М., Пикулик Е.А., Макеева Е.А., Коробова И.В.</i>	
СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ (НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ) ИССЛЕДОВАНИЯ РАЙОНА Г. ГЕЛЕНДЖИК СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА	131
<i>Михайлова Н.Н.</i>	
СЕЙСМИЧНОСТЬ «АСЕЙСМИЧНЫХ» РАЙОНОВ КАЗАХСТАНА И ПРОБЛЕМЫ В ЕЁ ИЗУЧЕНИИ....	137
<i>Морозов А.Н., Асминг В.Э.</i>	
ВЕРОЯТНОСТНАЯ ЛОКАЦИЯ РАННЕИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА ОСНОВЕ МАКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ И ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ.....	142
<i>Надежска Л.И., Ефременко М.А., Мохова В.В., Пивоваров С.П.</i>	
ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЙ КЛАСС СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В УСЛОВИЯХ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА.....	146
<i>Николаева С.Б., Толстобров Д.С.</i>	
СЛЕДЫ ДРЕВНИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ПАЛЕОЦУНАМИ НА БАРЕНЦЕВОМОРСКОМ ПОБЕРЕЖЬЕ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА (НА ПРИМЕРЕ РАЙОНА ХРЕБТА МУСТА-ТУНТУРИ) И ИХ ЗНАЧИМОСТЬ ПРИ ПАЛЕОСЕЙСМИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЯХ.....	150

Полякова Е.В., Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б., Минеев А.Л.	
ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УЗЛОВ С АТМОСФЕРОЙ НА УРОВНЕ ТРОПОСФЕРЫ И ЧАСТИЧНО ИОНОСФЕРЫ НА СЕВЕРЕ РУССКОЙ ПЛИТЫ.....	155
Ракитов В.А., Александрова Е.Д., Костюченко С.Л., Маухин А.В., Недядько В.В., Лаврик Е.В., Чернышев Ю.Г.	
ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АЛТАЕ-САЯНСКОГО РЕГИОНА ПО ДАННЫМ МЕТОДОВ МОВЗ И МТЗ (НА ПРИМЕРЕ УСТЬ-КОКСИНСКОЙ ЗОНЫ ВОЗ)...	161
Сафонич И.Н., Иванков О.Е.	
ПРОБЛЕМА ВЫБОРА ОБОРУДОВАНИЯ ДЛЯ СЕЙСМИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА ТЕРРИТОРИИ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА.....	166
Семенов А.Е., Ежова И.Т., Пивоваров Р.С.	
ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЕГИОНАЛЬНЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ И ЭПИЦЕНТРОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ ВКМ.....	173
Сим Л.А.	
НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РЕКОНСТРУКЦИИ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ РАЗНЫМИ МЕТОДАМИ НА ПРИМЕРЕ СЕВЕРА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ, ПОЛЯРНОГО УРАЛА И САХАЛИНА.....	177
Смирнов В. Н., Глушкова О. Ю.	
КАЙНОЗОЙСКИЕ ВПАДИНЫ СЕВЕРНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ОХОТСКОГО МОРЯ.....	181
Соколова И.Н., Аристова И.Л., Великанов А.Е.	
СЕЙСМИЧНОСТЬ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА И ЗАПАДНОГО АЛТАЯ ПО ДАННЫМ СТАЦИОНАРНЫХ И ВРЕМЕННЫХ СТАНЦИЙ.....	183
Соколова И.Н., Габсатарова И.П., Бабкова Е.А.	
ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 25 АПРЕЛЯ 2023 г. В ЗАПАДНОМ КАЗАХСТАНЕ.....	188
Стогний Г.А., Стогний В.В.	
МЕЗОЗОЙСКИЙ ПРОГИБ ЦЕНТРАЛЬНОГО И ВОСТОЧНОГО СЕГМЕНТОВ БОЛЬШОГО КАВКАЗА В СТРУКТУРЕ КОНСОЛИДИРОВАННОЙ КОРЫ.....	193
Стогний В.В., Стогний Г.А.	
НЕКОТОРЫЕ РЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО СЕГМЕНТА БОЛЬШОГО КАВКАЗА.....	195
Стрельников А.А., Абдиева С.В.	
РЕЗУЛЬТАТЫ ТРАНШЕЙНЫХ РАБОТ В АДЫРНОЙ ЗОНЕ ПРИИССЫКУЛЬЯ.....	198
Суханова Т.В., Макарова Н.В., Стадеев А.Н.	
ГРАВИТАЦИОННО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ (МАССИВЫ) ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ.....	202
Тараненко М.Г.	
ГЕОХИМИЯ ПОРОД СРЕДНЕ-ВЕРХНЕГО РИФЕЯ ХОМОЛХИНСКОЙ СВИТЫ БОДАЙБИНСКОГО РАЙОНА ИРКУТСКОЙ ОБЛАСТИ.....	207
Тарасов Н.Т., Тарасова Н.В.	
ИЗМЕНЕНИЕ ВОЗДЕЙСТВИЯ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ОБЛУЧЕНИЯ КОРЫ НА ЕЕ СЕЙСМИЧНОСТЬ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТИ.....	212
Тертышников А.В.	
ВТОРАЯ СИГНАЛЬНАЯ СИСТЕМА ДЛЯ МОНИТОРИНГА СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ.....	218

Тертышников А.В.	
ВАРИАЦИИ ПОТОКА ТЕПЛОВЫХ НЕЙТРОНОВ В АНАПЕ ПЕРЕД СЛАБЫМИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ ЗАПАДНОГО КАВКАЗА В МАЕ 2023 г.....	220
Трегуб А.И., Трегуб С.А., Тимошинов А.С.	
РАДИАЛЬНО-КОЛЬЦЕВЫЕ МОРФОСТРУКТУРЫ ЦЕНТРА ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ.....	221
Удоратин В.В., Езимова Ю.Е., Магомедова А.Ш.	
ИСТОЧНИКИ РАДОНА ТЕРРИТОРИИ БЫВШЕГО РАДИЕВОГО ПРОМЫСЛА ПОС. ВОДНЫЙ (РЕСПУБЛИКА КОМИ).....	226
Фролова Н.И., Габсатарова И.П., Сущев С.П., Малаева Н.С.	
ОПЫТ ОЦЕНКИ ПОСЛЕДСТВИЙ РАЗРУШИТЕЛЬНОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 06.02.2023 В ТУРЦИИ.....	229
Ходжаев А., Эсенов Э. М.	
НАЦИОНАЛЬНАЯ ШКАЛА СЕЙСМИЧЕСКОЙ ИНТЕНСИВНОСТИ ТУРКМЕНИСТАНА НА ОСНОВЕ ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ.....	235
Эртелеева О.О.	
ЭНЕРГИЯ КАК ХАРАКТЕРИСТИКА СЕЙСМИЧЕСКОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ.....	242
Мельников В.А.	
ПРОБЛЕМЫ КРАТКОСРОЧНОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ, ФУНКЦИОНИРОВАНИЯ СТРАТЕГИЧЕСКИ ВАЖНЫХ И ЭКОЛОГИЧЕСКИ ОПАСНЫХ ОБЪЕКТОВ. ВЛИЯНИЕ СОЛНЕЧНЫХ МАГНИТНЫХ БУРЬ И ВСПЫШЕК НА ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ НА ЗЕМЛЕ. ВКЛАД КРЫМСКОГО ИНСТИТУТА СЕЙСМОЛОГИИ В РЕШЕНИЕ ПРОБЛЕМЫ КРАТКОСРОЧНОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ. ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ В ТУРЦИИ И СИРИИ (2023). ПРОБЛЕМЫ СЕЙСМОКОНТРОЛЯ И СЕЙСМОПРОГНОЗИРОВАНИЯ В АФРИКЕ, АВСТРАЛИИ, НОВОЙ ЗЕЛАНДИИ.....	245

Научное издание

**СТРУКТУРА, ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ,
СВОЙСТВА, СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА
И СЕЙСМИЧНОСТЬ ПЛАТФОРМЕННЫХ
ТЕРРИТОРИЙ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ РЕГИОНОВ**

Материалы XXIII Всероссийской с международным участием
научно-практической Щукинской конференции
Воронеж, 2–6 октября 2023 г.

Оформление обложки: *Издательский дом ВГУ*

Компьютерная вёрстка: *И. Н. Сафонич*

Технические редакторы: *И. Н. Сафонич, М. А. Ефременко*

Подписано в печать 28.09.2023. Формат 60×84/8.

Усл. п. л. 29,4. Тираж 50 экз. Заказ 529

Издательский дом ВГУ
394018 Воронеж, пл. Ленина, 10
Отпечатано с готового оригинал-макета
в типографии Издательского дома ВГУ
394018 Воронеж, ул. Пушкинская, 3