МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ ФГБОУ ВО «ВОРОНЕЖСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК ФЕДЕРАЛЬНЫЕ ГОСУДАРСТВЕННЫЕ БЮДЖЕТНЫЕ УЧРЕЖДЕНИЯ НАУКИ: ФЕДЕРАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ЦЕНТР «ЕДИНАЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ СЛУЖБА РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК» ИНСТИТУТ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ РАН ИМ. О. Ю. ШМИДТА ИНСТИТУТ ДИНАМИКИ ГЕОСФЕР

РОССИЙСКИЙ ФОНД ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ



ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ, МИНЕРАГЕНИЯ, СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА И СЕЙСМИЧНОСТЬ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ РЕГИОНОВ

Материалы XX Всероссийской конференции с международным участием (г. Воронеж, 25—30 сентября 2016 г.)

Под редакцией члена-корреспондента РАН *Н. М. Чернышова,* кандидата геолого-минералогических наук *Л. И. Надежка*

Воронеж Издательско-полиграфический центр «Научная книга» 2016 УДК 551.1 ББК 26.21 Г55

Глубинное строение, минерагения, современная геодинамика и сейсмичность Г55 Восточно-Европейской платформы и сопредельных регионов [Текст] : материалы XX Всероссийской конференции с международным участием (г. Воронеж, 25— 30 сентября 2016 г.) / под ред. Н. М. Чернышова, Л. И. Надежка. – Воронеж : Издательско-полиграфический центр «Научная книга», 2016. – 506 с. ISBN 978-5-4446-0859-3

Настоящая конференция является юбилейной – двадцатой в серии конференций, инициатором, организатором и душой которых был Юрий Константинович Щукин – ученый с широким научным кругозором и энциклопедическими знаниями. Как и на предыдущих конференциях, на настоящей конференции спектр затрагиваемых проблем весьма широк. В настоящем сборнике представлены тексты докладов по следующим проблемам: глубинное строение, модели литосферы, взаимодействие геолого-тектонических структур в земной коре и верхней мантии; минерагения, современная геодинамика; сейсмотектонические процессы, сейсмичность, современная сейсмическая активность, сейсмическая безопасность платформенных территорий и сопредельных регионов; сейсмический мониторинг экологически ответственных объектов.

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

УДК 551.1 ББК 26.21

Материалы конференции изданы при финансовой поддержке РФФИ 16-05-20651

Научное издание

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ, МИНЕРАГЕНИЯ, СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА И СЕЙСМИЧНОСТЬ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ РЕГИОНОВ

Материалы XX Всероссийской конференции с международным участием (г. Воронеж, 25—30 сентября 2016 г.)

Издание публикуется в авторской редакции и авторском наборе

Подписано в печать 08.09.2016. Формат 60×84½. Усл. печ. л. 58,82. Тираж 140 экз. Заказ 204.

000 Издательско-полиграфический центр «Научная книга» 394030, г. Воронеж, ул. Среднемосковская, 32б, оф. 3 Тел. +7 (473) 200-81-02, 200-81-04 http://www.n-kniga.ru. E-mail: zakaz@n-kniga.ru

Отпечатано в типографии ООО ИПЦ «Научная книга» 394026, г. Воронеж, Московский пр-т, 11б Тел. +7 (473) 220-57-15 http://www.n-kniga.ru. E-mail: typ@n-kniga.ru

- © Воронежский государственный университет, 2016
- © Оформление. Издательско-полиграфический центр «Научная книга», 2016

ISBN 978-5-4446-0859-3

ВМЕСТО ПРЕДИСЛОВИЯ



Настоящая конференция является юбилейной – Двадцатой, и в пятый раз проводится на базе Воронежского государственного университета, накануне его 100–летия.

Инициатором и душой всех конференций был Юрий Константинович Щукин. Ученый с широким научным кругозором, владеющий энциклопедическими знаниями, он умел объединить в одну цепочку разноплановые геологические, геофизические, сейсмологические проблемы и показать их генетическую связь. Ю.К. Щукин успешно реализовывал это на конференциях. Широкий спектр проблем, которым неизменно были посвящены конференции, позволял обмениваться мнениями, устанавливать контакты и не редко давал импульс новым научным исследованиям.

Не является исключением и настоящая конференция. Заявлено более 100 докладов по актуальным вопросам глубинного строения, минерагении, современной геодинамики

и сейсмичности платформенных территорий и сопредельных регионов, не только учеными России, но и учеными ближнего зарубежья.

Основные направления конференции:

- Глубинное строение. Геолого-геофизические модели земной коры и верхней мантии, тектоническая делимость литосферы. Взаимодействие геолого-тектонических структур в земной коре и верхней мантии, тектоническая память эволюционно изменяющейся геологической среды.
- Минерагенические процессы и месторождения. Эволюция литосферы, геодинамика и рудогенерирующие системы.
- "Живая" тектоника новейшая тектоника. Геологические и геофизические индикаторы тектонической активности литосферы. Неотектоника и современная геодинамика.
- Сейсмотектонические процессы. Сейсмичность. Современная сейсмическая активность. Землетрясение. Очаг. Геологические и геофизические характеристики очагов наиболее сильных землетрясений в разных структурно-тектонических и геодинамических ситуациях.
- Сейсмическая безопасность платформенных территорий. Сейсмический мониторинг экологически ответственных объектов.
- Система комплексного геолого-геофизического и сейсмологического изучения природных объектов и современных геодинамических и сейсмотектонических процессов.

Юрий Константинович организовывал конференции в разных регионах России, с тем, чтобы учесть специфику геологических и сейсмологических проблем каждого региона в тематике конференции. Это хорошо видно в названиях конференций:

- **1995** г.: Глубинное строение, геодинамика и сейсмичность Восточно-Европейской платформы (*г. Саратов*)
 - конференции. Это хорошо видно в названиях конференций:
- **1996 г:** Глубинное строение, геодинамика и сейсмичность Восточно-Европейской платформы (г. Санкт-Петербург)
- 1997 г: Геологическая среда и сейсмический процесс (г. Иркутск)

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

Ю.К. Щукину удавалось привлекать к участию в конференциях выдающихся ученых РАН, ведущих специалистов разных научных направлений. Это делало конференции интересными и полезными. Те из них, которые проводились в Воронеже, привлекали не только преподавателей и научных сотрудников Воронежского государственного университета, но и аспирантов, студентов. Рассматриваемые на конференции проблемы, обсуждение докладов, дискуссии по актуальным вопросам глубинного строения, минерагении, современной геодинамики и сейсмической активности давали импульс новым и актуализировали проводимые исследования в Воронежском университете, поднимали их на новый и более высокий уровень, способствовали повышению уровня дипломных работ, диссертационных работ магистров.

Широта и разноплановость затрагиваемых на конференциях проблем и вопросов делает их особенными, не похожими на другие форумы. По праву в научной среде конференции стали называть «Щукинскими». Отдавая дань памяти Ю.К.Щукину, и учитывая его решающий вклад в организацию этих конференций, было бы правильно официально присвоить им имя «Щукинские».

Хочется надеяться, что начатые по инициативе Юрия Константиновича Щукина важные и интересные конференции, пользующиеся неизменной популярностью, будут регулярно проводиться и в будущем.

Оргкомитет XX Всероссийской конференции с международным участием

О ЮРИИ КОНСТАНТИНОВИЧЕ ЩУКИНЕ

«Нам не дано предугадать, Как слово наше отзовётся, – И нам сочувствие даётся, Как нам даётся благодать…»

Фёдор Тютчев

«Человек, в душе которого есть ЛЮБОВЬ, способен на ВЕЛИКИЕ ПОДВИГИ!» Юрий Щукин

Юрий Константинович Щукин – доктор геолого-минералогических наук, профессор... После досрочной защиты кандидатской диссертации в 1966 году он 40 лет проработал во ВНИИ Геофизики (Всесоюзный, а с 1993 г. Всероссийский научно-исследовательский институт Геофизики и методов разведки, г. Москва) – с декабря 1966 г. по февраль 2006 г., где с июля 1979 г. был заведующим лабораторией. Вся его основная деятельность была связана именно с этим институтом. Юрий Константинович очень любил Михаила Константиновича Полшкова и дружил с ним как с другом (не как с директором). С марта 2006 г. он заведовал лабораторией в институте динамики геосфер Российской академии наук (ИДГ РАН, г. Москва).

Много лет Юрий Константинович сотрудничал с Воронежским государственным университетом. Несколько лет под-



ряд был председателем ГАК на кафедре геофизики, принимал активное участие в работе международных конференций, проводимых в Воронеже, сотрудничал с лабораторией глубинного строения, геодинамики и сейсмического мониторинга им. А. П. Таркова Воронежского государственного университета под руководством заведующей лабораторией Людмилы Ивановны Надежка.

Юрий Константинович Щукин родился 14 февраля 1937 г. Во время Великой Отечественной войны ему пришлось испытать все тяготы блокадного Ленинграда. Его мама и брат выжили, а сестра Риночка умерла от голода. Это страшное время на всю жизнь оставило глубокий след в его душе: «Нашёл открытку, решил доклеить её грустными воспоминаниями и послать... – не пропадать же истории о нас самих (для себя и очень близких – не всем интересны чужие невзгоды). Так уж простите Бога ради... Ваш Щукин».





Риночка и Юрочка Щукины. Ленинград, зима 1941 г.

В апреле 2012 г. Юрий Константинович с грустью писал: «Этот год для нас печальный. ВОЙНА разрушила нашу семью, Ленинград, который стал для меня «чёрным» городом и я старался бывать там редко. ... В этом году – годовщина жуткого блокадного года в Ленинграде, когда почти вымерзли... А мы с восторгом обсуждаем камни. И мне печально...»

Очередная годовщина страшного периода блокады Ленинграда... К великому сожалению, пока не все человеческие дела совершаются во имя мира и любви. Божьей волею Юрий Константинович выжил. Но в его памяти навсегда остались мрачные блокадные дни и саднящая боль в сердце. Несмотря на это, пережитые тяжёлые события детства породили в нём замечательные качества – умение по-настоящему ценить человеческое общение, взаимопомощь, доброту, бескорыстное желание делиться знаниями и многое другое. Всю свою жизнь Юрий Константинович вносил свой посильный вклад в копилку всечеловеческого Знания и Добра во имя всеобщего прекрасного и совершенного будущего. Именно ради этого он и его коллеги с восторгом обсуждали камни, хоть и с долей печали, но всё же, он радовался вместе со всеми новым открытиям и возможностью заниматься любимой работой.

Однажды Юрий Константинович написал: «Человек, в душе которого есть ЛЮБОВЬ, способен на ВЕЛИКИЕ ПОДВИГИ!». В его душе всегда жила Любовь. Любовь к окружающему миру, людям, к прошлому, настоящему и будущему. Он бережно, трепетно, беззаветно, с любовью хранил память о своих Учителях: «... это незримая просьба наших классиков не забыть и про их дела – тоже Божья воля! Спасибо!!!!!! и я всех люблю».

Юрий Константинович был не просто оптимистом, он был жизнелюб. Несмотря на все трудности и невзгоды, в том числе и серьёзные проблемы со здоровьем, он всегда искал в себе и в окружающем мире позитивные моменты, те, что дают радость душе, порождают желание наслаждаться жизнью, придают сил для творчества. Мысли и ощущения, что не далёк тот час, когда нужно будет уходить в мир иной, последние полтора года посещали его часто: «... я за свою жизнь столько возвращался к жизни... Батюшка говорит, что Господь полюбил тебя и напоминает о себе, даже попросил однажды Богородицу не забирать меня, когда она уже стояла рядом...». Однако не это огорчало его, а то, что он может что-то не успеть сделать, не до конца



Юрий Константинович с младшей дочерью

рассказать о ком-то из своих Учителей, о сделанном и задуманном, о жизни: «... Матушка Милица (это одна из моих дочерей – младшая) расписывает храмы (их там уже построено – в монастыре – кажется шесть и один на скиту). О себе нельзя говорить. Только один человек из мирских знает, где я буду погребён... Труды наших конференций в монастырской библиотеке. Удивились там мои, что академик А. П. Карпинский был глубоко верующим..., я писал об этом в нашей конференции. Ну а теперь – с Богом за нашу работу, хочется успеть»; «... работа с вами радует и лечит, но я все равно ещё боюсь чего-то не доделать. Слов не нахожу. Поэтому поскорее, пока зрячий... У меня есть желание тузов поставить в порядке очереди, и дать высказаться людям, с которыми связано наше будущее. Это и запомнится». «А о «самооценке» – только после смерти, которая не так уж далека. Наши люди любят иностранцев и редко пользуются достижением своих (об этом писал П. Мушкетов в нашей начальной статье с портретами старичков)». «Жаль расставаться со «стариками» – и на портретах тоже. Отдал бы многое, чтобы побыть среди этих умников хотя бы месяц».

Юрий Константинович воспринимал жизнь как некое таинство, а определённые события как загадку, которую следует разгадать. Происходило что-то, от чего у него болела душа. Не всё делалось так, как хотелось бы или так, как должно было бы быть правильно и это являлось причиной его страданий: «*Тяжело переживаю лишь то, что как-то не в ту сторону* меняются. Остальное переживаемо». Но как человек умудрённый опытом он понимал, что всё происходящее в жизни идёт по своим, пока неведомым людям, законам. И нужно делать всё зависящее от человека. Однако «сердцу не прикажешь», оно болит: «... Поставив точку, оказался в апреле в больнице. Наверное, не надо всё пропускать через сердце. Но ОНИ доверяли сокровенное, о чём нельзя и говорить»; «...мне нельзя писать..., слишком было много доверено сокровенного, только для тебя. И эти воспоминания о наших милых стариках священны и я благодарен им за то, что они (почему-то) доверили, наверное, чтобы ума набрался и по жизни был человеком. ... мои младенческие ответы или комментарии поражали их (иногда я был более прав и чист). Ну, да ладно, «вагонные поездные» разговоры, случайные, меня всегда поражали своей исповедальностью, а таинства не разглашаются».

Юрий Константинович с благоговением относился к своим Учителям, свято хранил память о них, одновременно дарил её другим в виде воспоминаний. Именно в этом проявлялась его любовь и бесконечная благодарность им. В одном из своих писем своё внутренне состояние он выразил так: «Я думаю, что наш последний разговор на ненаучные темы можно закончить словами А. С. Пушкина:

«Два чувства дивно близки нам В них обретает сердце пищу – Любовь к родному пепелищу, Любовь к отеческим гробам».

Он искренне сокрушался: «Несправедливо то, что большинство безвременно ушедших от нас талантливых учёных, занятых наукой, не успели оставить своих жизнеописаний, а их современникам или последователям все так же некогда... Скупые биографические данные, к сожалению, можно найти лишь в сухих строках некрологов, в лучшем случае (но не для всех) – в рубрике «юбилейные даты».

Сейчас возрастает потребность в ярких личностях, в научных лидерах и организаторах науки и практики. Жизненный опыт тех, кто уже не с нами, поучителен, а научные достижения большинства из них, к счастью, ещё востребованы. Поэтому не случаен интерес к истории науки, к биографиям наших предшественников и современников. Узнаём много нового и о наших ошибках и об успехах того прекрасного времени взлёта наук о Земле».

14 февраля 2012 г. Юрию Константиновичу Щукину исполнилось 75 лет. В его честь в Воронеже 24-29 сентября 2012 г. была проведена XVIII Международная научно-практическая конференция «Геологическая среда, минерагенические и сейсмотектонические процессы». Она была организована силами лаборатории глубинного строения, геодинамики и сейсмического мониторинга им. А. П. Таркова Воронежского государственного университета и лабораторией сейсмического мониторинга ВКМ ГС РАН под руководством зав. лаб. Л. И. Надёжка. К сожалению, здоровье не позволило лично принять участие в этой конференции, но он внёс свой посильный вклад в её подготовку и душой был вместе со всеми. Юрий Константинович прислал приветствие участникам конференции:

«Дорогие друзья!

Приветствую и поздравляю моих друзей и товарищей, всех участников конференции с началом работы по актуальной и практически важной проблеме. Мне кажется, что мы находимся на пути новых решений в обсуждаемой проблеме научной и практической значимости.

Наша первая конференция в г. Саратове в 1995 г. была немногочисленной, всего 18 человек, но она дала неожиданно мощный толчок к развитию новых сейсмотектонических представлений с важными практическими выводами и решениями, обсуждёнными на последующих ежегодных конференциях почти во всех важнейших регионах России. Уверен, что и эта конференция внесёт серьёзный вклад в развитие этого научного направления.

Сожалею, что не смог принять участие в нашем научном празднике, но душой и сердцем я с вами. Уверен в успехе проведения и этой конференции.

Хочу передать бренд нашей конференции прекрасно работающему коллективу под руководством несравненной Людмилы Ивановны Надёжка.

Предлагаю следующую конференцию посвятить проблеме разломов, их роли в геоло-гических процессах.

Желаю удачной и плодотворной работы.

20 сентября 2012 г.

Ваш Ю. К. Щукин»



XVI международная конференция «Структура, свойства, динамика и минерагения литосферы Восточно-Европейской платформы», Воронеж, 20-25 сентября 2010 г. Слева направо: Л. И. Надежка, Ю. К. Щукин, Н. М. Чернышов, А. М. Ховив, В. М. Ненахов, В. В. Адушкин, А. А. Маловичко

В жизни важно наличие духовно-идейного вдохновителя – Учителя, способного повести за собой не просто эпигонов, а последователей, идущих глубже и дальше своего Учителя. Истинная заслуга Учителя состоит в том, чтобы суметь передать энергетический и интеллектуальный посыл новому поколению, вдохнуть в их души огонь знаний, который никогда не погаснет. Именно таким Учителем был Юрий Константинович. Несмотря на серьёзные проблемы со здоровьем он до последнего имел хорошее расположение духа, был настроен оптимистически и имел неиссякаемое желание работать на будущее с целью просвещения. Материалы и идея Щукина Ю. К. – разузнать как можно больше об Александре Петровиче Орлове – академике, член-корр. Императорского Русского Географического Общества, русского сейсмолога – заинтересовали педагога гимназии (где в XIX веке служил Орлов А. П.) Каменеву Т. К. и её учеников. Благодаря их труду гимназии было присвоено имя А. П. Орлова, и был выпущен буклет. Юрий Константинович с радостью предоставлял ученикам материалы для творчества в надежде не забыть никого из основоположников – «отцов геологической науки». Преемственность поколений – процесс вечного движения вперёд – это важное и нужное дело. Вместе с учениками Юрий Константинович сам двигался вперёд, ведя за собой тех, кто, казалось бы, давно остался позади – своих Учителей. В этом и заключается всеобщее единство, которое вне времени и пространства. Юрий Константинович делал нужную для всего человечества работу, она же, в свою очередь, поддерживала в нем самом силу духа, мужество и радость: «Что-то меня заставляло делать больше, чем могу. Это поразительно!». «... Думы о наших прекрасных делах греют душу. Есть на будушее идея – о наших знаменитых стариках. ... Господь с нами! Ю. К.» «...это радость, когда расходятся наши труды! Это радость. ... Я уже далеко, а все содержимое пусть радует и ... радует наш уже скромный научный мир. Я уже живу в другом мире».

Несомненно, огромная и неоценимая заслуга в том, что Юрий Константинович мог до последнего дня продолжать свою творческую деятельность принадлежит его близким – жене и дочерям. Они были для него не просто родными людьми, а настоящими, верными друзьями и помощниками. Их любовь и забота, физическая, моральная и духовная поддержка хранили его долгие годы.

Старшая дочь Ирина – музыкант, скрипачка, работает в Московской государственной консерватории. Юрий Константинович очень любил и знал музыку, почти всегда работал под музыку не только дома, но и на работе. П. И. Чайковский, С. В. Рахмаинов, Моцарт – его любимые композиторы.

Его жена – Ирина Владимировна – училась в МГУ, на той же кафедре, у одних и тех же преподавателей, что и Юрий Константинович. Любимый и всемерно почитаемый ими их Друг и Учитель Георгий Петрович Горшков был научным руководителем кандидатской диссертации Юрия Константиновича, а также руководителем дипломной работы и научной темы Ирины Владимировны во время её учё-



Г.П. Горшков. Внизу справа под фотографией написано рукой Ю.К.Щукина: «Мы даже не догадывались, что среди нас жил добрый волшебник»

бы в аспирантуре. В силу объективных причин Ирине Владимировне не удалось защитить кандидатскую диссертацию. Всю себя она посвятила научной и творческой деятельности мужа, став ему преданным, верным помощником и соратником.





Ирина – старшая дочь Юрия Константиновича и Ирины Владимировны Щукиных 70-летие Юрия Константиновича. Слева направо: Н. В. Шаров, И. В. и Ю. К. Щукины, Ф. Н. Юдахин

«... Память – это корневая система, без которой Наука, да и общество в целом, не смогут развиваться...», – утверждал Юрий Константинович. В одной из своих статей он написал замечательные слова благодарности, обращённые к своим Учителям: «Спасибо всем Вам за науку жить. Иногда припадая на колено... снова вставать! И если уходить, – то с честью и достоинством!». Пришло время, Он сам встал в один ряд со своими любимыми и почитаемыми им Учителями. Наступил момент, когда честь следует воздать самому Юрию Константиновичу Щукину – Человеку, который её заслужил, преданному душой и телом делу всей своей жизни, наиболее важным из которых он считал – сохранение Памяти об ушедшем времени, об Учителях.

Нет сомнения, любимые Учителя – «*знаменитые старики*» – благодарны Юрию Константиновичу за Память о них, которую он сохранил и подарил человечеству. Но не только «старички», ученики Юрия Константиновича так же благодарны ему, они свято почитают своего Учителя и Друга.

Бывшие студенты из Латинской Америки (Колумбия), которым не официально Юрий Константинович оказывал бескорыстную помощь, составили замечательное посвящение его памяти, назвав Щукина «Отцом, Другом, Учителем».

Посвящается нашему Учителю и Другу Юрию Константиновичу Щукину. Его вклад в развитие сейсмо-тектонических идей в Латинской Америке на примере Колумбии. Yuri Konstantinovich Shchukin – Padre, Amigo, Maestro. Padre – «Он обнял меня, поддержал и был моим проводником. Он показал мне пути в науку и дал инструменты, чтобы я шёл по ним». Amigo – «Он сопровождал меня всегда. Его радость и доброта помогали мне преодолеть препятствия. Без него ничего не было бы легко. Он всегда вдохновлял меня». Maestro – «Он показал мне карты жизни и научил быть объективным».

> Карлос Кораль-Гомес, Элкин Салседо, Силвия Москера С Ю. К. Щукиным навечно!



Москва, 1992 г.

Ю. К. Щукин и Элкин Салседо. Ю. К. Щукин со своим учениками и сотрудниками, ВНИИГеофизики. Москва, 1992 г.

Выступление Ирины Владимировны на закрытии XIX научно-практической конференции, проходившей 10 ноября 2014 г. в институте физики земли (ИФЗ РАН, г. Москва) искренняя и бесконечная благодарность всем, кто когда-то жил и работал рядом с ними, и кто теперь чтит память её мужа:

«Благодарю Бога за то, что мы сегодня собрались, вчера и третьего дня! Слава Богу за всё! Господи, благослови!

Ещё хочу всех поблагодарить за проведённое Совещание: Оргкомитет, особенно Людмилу Ивановну Надёжка и весь её коллектив, Евгения Александровича Рогожина и всех присутствующих докладчиков и слушателей! Низкий вам всем поклон за память о моём муже, как его обычно все называли – Юрочке Щукине, честном, добром, трудолюбивом Человеке – Человеке с большой буквы, для которого работа была радостью, она была его «хобби» (как он говорил).

У него не было в живых такого дедушки, как у народного артиста России – Александра Яковлевича Михайлова, но Щукин Ю.К. жил по его 4-м правилам. Это: 1 – люби Родину свою – Россию! И, если надо, то отдай за неё жизнь; 2 – душу отдай Богу; 3 – сердце отдай людям; 4 — береги честь и не отдавай её никому!

Нам повезло — мы учились у замечательных преподавателей, работали с отличными высококвалифицированными специалистами и прекрасными честными и добрыми людьми, которые потом стали нашими друзьями.

Однажды мы с Виктором Ивановичем Бунэ приехали в госпиталь поздравить Георгия Петровича Горшкова с его днём рождения. Я навсегда запомнила, что ответил мне Георгий Петрович на моё замечание, что он слишком добрый. Он ответил: «Ирочка, нельзя быть слишком добрым. Можно быть добрым или не быть им!»

Юрий Константинович был именно таким: добрым, внимательным ко всем и люди платили ему тем же...

В подготовке к проведению конференций Щукин Ю. К. относился очень серьёзно: писал задачи конференции и предполагаемое решение, которое было руководством к дальнейшей работе.

Идеям Щукина Ю. К. не было конца, и он с радостью делился ими с окружающими. Он мечтал, чтобы все работали с таким же интересом и энтузиазмом.

Юрочка был разносторонне эрудированным человеком. Он любил классическую музыку, под которую он всегда работал, и джаз (на джазовые концерты он ходил вместе с Мишей Бэером). Со своим братом и друзьями они по одной музыкальной фразе узнавали номера симфоний, название произведений и их автора.

Он хорошо рисовал, что передалось и его детям и внукам. Щукин Ю. К. был спортсменом (мастером спорта по спортивной гимнастике) и оставался таким всегда. Не только дома, но и в зарубежных командировках, его утро начиналось с пробежки. Он хорошо плавал (был тренером по плаванию, командиром шлюпки).

Особенно он гордился тем, что в институте Инженеров Морского Флота в г. Одессе, на экзамене по сопротивлению материалов он вывел формулу волчка, за что получил 5 баллов.

Его девиз: «Не терять чувство юмора!» сопровождал его всю жизнь.

Щукин Ю. К. был бескорыстным человеком, бессребреником. Всем помогал бесплатно, что удивляло иностранных аспирантов. Любимая фраза: «Жадность фраера сгубила» часто слетала с его губ.

Ученики и друзья Юрия Константиновича по всему миру: Колумбия, Пакистан, Африка, Северная Америка, Канада, Индия, Вьетнам, Сирия, Китай, Израиль, Болгария (Карлос, Элькин, Сильвия, Заман, Мурти, Баду, Мари, Лей Зуть Бать и др.).

Его окружали талантливые сотрудники. Так Ирина Владимировна Гаретовская очередной отчёт по Кавказу защитила в стихах. Цитатой из этого отчёта (с вашего позволения) я хочу закончить своё выступление. Она озаглавила свой отчёт: «Посвящается моему любимому другу по работе Ю. К. Щукину».

«Но Юрий Щукин нам сказал, что изучать...»

Чтобы не занимать ваше время, я не назвала имён и фамилий. Но всем людям, у которых мы учились, набирались опыта, с которыми нам приходилось работать (и в поле, и дома) моя искренняя благодарность и низкий поклон. Спасибо за внимание!

Простите меня, но несколько фамилий и имён я все-таки назову. Это: Горшков Георгий Петрович, Саваренский Евгений Федорович, Гзовский Всеволод Владимирович, Белоусов Владимир Владимирович, Хаин Виктор Ефимович, Полшков Михаил Константинович, Орлов Александр Петрович, Добрев Тома Басилкович, Николаев Николай Иванович, Савостьянов Николай Андреевич, Ризниченко Юрий Владимирович, Косминская Ирина Петровна, Шебалин Николай Виссарионович, Чекунов Анатолий Васильевич, Соллогуб Всеволод Борисович, Садовский Михаил Александрович, Пузырёв Николай Никитович, Петрушевский Борис Абрамович, Красный Лев Исаакович, Бунэ Виктор Иванович, Устинова Татьяна Ивановна, Козловский Евгений Александрович – министр Геологии СССР, при котором была пробурена Сверхглубокая скважина и геология расцветала. И, конечно, Мушкетовы Иван Васильевич и Дмитрий Иванович, Тетяев Михаил Михайлович и первый Президент АН СССР Карпинский Александр Петрович».

Юрий Константинович щедро делился накопленным за всю его жизнь «добром». Свою личную библиотеку он завещал в дар зональной научной библиотеке Воронежского государственного университета. Этот дар есть частица памяти о самом Юрии Константиновиче Щукине – замечательном человеке и самозабвенном учёном, беспрестанно думающем о дальнейших перспективах развития геологической науки: «Заглядывая вперёд, надо думать о необходимости новых аналитических решений и обобщений в обсуждаемой области знаний, которых сейчас так не достаёт учёным и практикам. Быть может, наша работа поможет найти дорогу страждущим?»

Юрий Константинович был уверен, что существует *«геологическая связь времён и связь геологических поколений»*. И эту связь невозможно прервать.

Т.Б.Силкина Воронежский государственный университет

20 ЛЕТ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИМ НАБЛЮДЕНИЯМ НА ТЕРРИТОРИИ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

А.А. Маловичко¹, О.Е. Старовойт¹, Н.М. Чернышов², Л.И.Надежка^{2,1}

¹ Федеральный исследовательский центр «Единая геофизическая служба РАН», г. Обнинск, Россия;

² Воронежский государственный университет, г. Воронеж, Россия

В этом году исполняется 20 лет сейсмологическим наблюдениям на территории Воронежского кристаллического массива (ВКМ). Начаты они с организации сейсмической станции «Воронеж» в 1996 г.

Средина 90^x – непростая ситуация в стране, непростая она и в науке, в том числе и в сейсмологии. Закрываются сейсмические станции даже в сейсмически активных регионах. В таких условиях открытие сейсмической станции на платформе было невероятно. В это время устойчиво бытовало мнение, что платформенные территории сейсмически пассивны. Это сейчас, спустя 20 лет, мнения меняются.

Инструментальные наблюдения отчетливо показывают, литосфера Восточно-Европейской платформы не является пассивной. А тогда, в 1996 г, организация сейсмической станции в Воронеже потребовала больших усилий. И вряд ли бы это осуществилось, если бы ни участие академика РАН Владимира Николаевича Страхова. Будучи в Воронеже в конце января – в начале февраля руководителем семинара им. Д.Г. Успенского, Владимир Николаевич проявил большую заинтересованность в организации сейсмической станции в Воронеже. Ранее неоднократно совместно с ним обсуждались проблемы геологогеофизического строения литосферы Воронежского кристаллического массива, обосновывалась возможность возникновения напряжений, способных инициировать землетрясения.

Идею организации сейсмологических наблюдений в то время поддерживали и в Воронежском государственном университете ректор В.В. Гусев, проректор по научной работе И.С. Суровцев, активную позицию в этом вопросе занимали член-корр. Н.М. Чернышов, проф. А.П. Тарков, доц. Л.И. Надежка. Но только Владимиру Николаевичу удалось реально сдвинуть проблему организации сейсмологических наблюдений. Со свойственным ему энтузиазмом и энергией он сумел убедить главу администрации Воронежской области А.Я. Ковалева, начальника управления образования администрации Воронежской области В.В. Михальского в необходимости срочной организации сейсмической станции. Настолько убедительно он это обосновал, что было сразу же оговорено место установки станции и достигнута договоренность, что администрация области берет на себя оплату аренды.

Чтобы закрепить достигнутые договоренности Владимир Николаевич инициировал подписание четырехстороннего Соглашения о научно-техническом сотрудничестве между Институтом физики Земли РАН, директором которого он был, Геофизической службой РАН (директор О.Е. Старовойт), Воронежским государственным университетом (ректор В.В. Гусев), Администрацией Воронежской области (глава администрации А.Я. Ковалев), а также Договора Воронежского государственного университета и Всероссийского научноисследовательского ветеринарного института патологии, фармакологии и терапии РАСХН о предоставлении места для установки сейсмической станции. Администрация области исправно оплачивала аренду более 10 лет!

Для решения вопросов связанных с организацией сейсмологических наблюдений и с целью укрепления вузовско-академических связей в Воронежском госуниверситете организуется межкафедральная вузовско-академическая лаборатория глубинного строения, геодинамики и сейсмического мониторинг. Оставалось убедить тогдашнего директора Геофизической службы РАН Олега Евгеньевича Старовойта, в ведении которого находились сейсмические станции, который считал, что организовывать сейсмическую станцию на платформе не имеет смысла. Владимиру Николаевичу Страхову удалось найти такие аргументы, которые смогли убедить Олега Евгеньевича изыскать возможность установить сейсмическую станцию в г. Воронеже. Это и положило начало систематическим сейсмологическим наблюдениям на территории Воронежского кристаллического массива. Уже первые результаты показали, что в литосфере ВКМ происходят землетрясения. За последнии 20 лет на Восточно-Европейской платформе зарегистрировано более 10 землетрясений, магнитуда которых 3.0 и более. Спустя время О.Е. Старовойт согласился, что В.Н. Страхов был прав.

Постепенно, благодаря усилиям Геофизической службы, в настоящее время, Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба Российской академии наук» (ФИЦ ЕГС РАН), возглавляемого директором член-корр. РАН Алексеем Александровичем Маловичко и Воронежского госуниверситета, возглавляемого проф. Дмитрием Александровичем Ендовицким, сейсмологические исследования в регионе успешно развиваются.

В настоящее время Воронежская сейсмическая сеть включает 14 сейсмических станций, из которых 4 станции являются одновременно и станциями Федеральной сети сейсмических наблюдений России (рис. 1). Экспериментальные и теоретические исследования выполняются совместно двумя лабораториями: Лабораторией сейсмического мониторинга Федерально исследовательского центра «Единая геофизическая служба Российской академии наук» и вузовско-академической лабораторией глубинного строения, геодинамики и сейсмического мониторинг. им. проф. А.П. Таркова Воронежского государственного университета. Работы выполняются в рамках госбюджетных ассигнований, грантов, проектов Минобрнауки и хозяйственных договоров.



Рис. 1. Структурная схема территории ВКМ и положение сейсмических станций, работавших в 2013-2015 гг

1- глубинные разломы мантийного заложения; 2 – разломы различных рангов; Сейсмические станции: 3 – стационарной сети; 4 – локальной Нововоронежской сети; 5 – локальной Курской сети; 6 – стационарные станции, входящие в локальную сеть; 7 – дополнительные станции, данные которых использовались при обработке За 20 лет сейсмологических исследований получен ряд новых, важных и актуальных результатов как в области разработки теоретических проблем сейсмологии, так и при решении конкретных прикладных задач сейсмической безопасности.

Однозначно установлено, что платформенные территории не являются сейсмически пассивными. На территории Воронежского кристаллического массива, являющегося частью Восточно-Европейской платформы, за время наблюдений зарегистрировано более 500 землетрясений, из которых наиболее сильным было Никольское 5-ти бальное землетрясение, которое произошло в восточной части ВКМ. Зарегистрировано 52 события 9-10 энергетических классов, 7-8 энергетических классов 267, 6 и более низкого энергетических классов зарегистрировано более 200, кроме того на склонах ВКМ зарегистрировано 4 землетрясения 11 и более высокого энергетического класса. Эти данные свидетельствую о процессах, происходящих в литосфере ВКМ. Следует отметить, что наблюдаемая сейсмическая активность является двух типов. Первый – упорядоченная или тектоническая сейсмичность, когда эпицентры землетрясений группируются в зонах динамического действия тектонических нарушений или приурочены к краевым частям крупных структур. Всего в пределах ВКМ в настоящее время выделено 6 зон повышенной сейсмической активности (рис. 2).

Второй тип сейсмической активности – рассеянная сейсмичность, когда эпицентры землетрясений не образуют упорядоченных скоплений. Такая сейсмичность характерна для восточной части ВКМ. Здесь отдельные эпицентры приурочены к интрузиям основного и ультраосновного составов. Ответственными за этот тип землетрясений могут быть флюидодинамические системы [1,2].





Важным результатом сейсмологического мониторинга является установление квазипериодического временного характера сейсмической активности [3].

Несколько лет сейсмического затишья сменяются годами повышенной сейсмической активности (рис. 3). О квазипериодическом характере сейсмической активности свидетельствуют результаты исследований и в других регионах [4, 5].



Рис.3. Распределение количества местных землетрясений и выделившейся энергии по годам

Территория Воронежского кристаллического массива в административном плане соответствует территории Центрально-Черноземного экономического региона. (ЦЧЭР). ЦЧЭР – промышленно развитый регион, на его территории функционирует более 20 промышленных карьеров, в которых добывают полезные ископаемые. В некоторых из них количество ВВ достигает 2 000 тонн и более. Такая сейсмическая нагрузка на геологическую среду делает её агрессивной, способной инициировать наведенные землетрясения.

Исследован вопрос о наведенной сейсмичности и установлено, что взрывы в карьерах Шкурлат (Павловский) являются причиной относительно слабых землетрясений (3-5 энергетический класс), которые происходят в Лискинской зоне.

Разработана методика разбраковки сейсмических событий по природе в условиях Воронежского кристаллического массива.

Большое внимание при выполнении исследований уделяется изучению микросейсмического шума (МСШ). Установлено, что МСШ чувствителен к строению и состоянию геологической среды. На ряде геологических объектов показано, что интенсивность различных компонент МСШ в разных диапазонах частот позволяет районировать территорию, выявлять тектонические нарушения, картировать локальные структуры в верхней части кристаллической коры [6,7].

В течении ряда лет ФИЦ ЕГС РАН и Воронежским госуниверситетом проводится сейсмологический мониторинг районов размещения Курской АЭС и Нововоронежской АЭС.

Результаты мониторинга позволили обосновано оценивать сейсмические условия площадок и районов размещения АЭС, что способствует безопасному их функционированию [8].

Объединенный коллектив ученых успешно решает также и практические задачи по сейсмическому микрорайонированию, оценке вибрационного режима зданий и сооружений.

Основные результаты исследований представлены в 246 научных работах опубликованных как в центральной печати, так и в материалах российских и зарубежных симпозиумов, конференций, семинаров.

Издана монография «Литосфера Воронежского кристаллического массива по геофизическим и петрофизическим данным» под ред. член.–корр. Н.М. Чернышова 2012 г. и главы в коллективных монографиях «Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы» под ред. Н.В. Шарова, А.А. Маловичко, Ю.К. Щукина, «взрывы и землетрясения на территории Европейской части России» под ред. В.В. Адушкина, А.А. Маловичко.

В настоящее время сейсмологические исследования как при разработке фундаментальныхпроблем, так и для решения практических задач безопасностиравниных областей России продолжаются в нескольких направлениях:

- сейсмологический мониторинг центра Восточно-Европейской платформы;

– исследование пространственно-временных закономерностей сейсмичности центра Восточно-Европейской платформы;

– изучение причинно-следственных связей физико-геологических неоднородностей и сейсмичности литосферы платформенных территорий;

 изучение нелинейных свойств геологической среды на основе анализа микросейсмического шума и импульсных воздействий на геологическую среду;

– сейсмический мониторинг районов размещения объектов повышенной экологической ответственности;

- сейсмическое микрорайонирование;

– изучение вибрационного режима зданий и сооружений.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Надежка, Л.И. Некоторые особенности землетрясений на территории ВКМ/ Л.И. Надежка М.А. Ефременко, А.Е. Семенов, С.П. Пивоваров // Проблемы сейсмотектоники Материалы XVII Всероссийской конференции с международным участием.– Воронеж: ИПЦ «Научная книга», 2011.– С. 365-368.
- Семенов А.Е. О связи современной сейсмической активности со структурными особенностями кристаллической коры и верхов мантии Воронежского кристаллического массива/ А.Е. Семёнов, Л.И. Надёжка, С.П. Пивоваров // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Десятой Международной сейсмологической школы.– Обнинск, 2015.– С. 290-294.
- Malovichko A.A. Seismic activity in the center of the east European platform (Voronezh crystalline massive)/ A.A. Malovichko, L.I. Nadezhka, S.P. Pivovarov, M.A. Efremenko, A.E. Semenov // Book of abstracts 33rd General Assembly of the European Seismological Commission (GA ESC 2012).– Moscow, 2012.– P. 282.
- 4. Юдахин Ф.Н. Особенность проявления геодинамических процессов и внутриплитной сейсмичности на северо-западе Восточно-Европейской платформы/ Ф.Н. Юдахин, В.И. Французова// Современная геодинамика, глубинное строение и сейсмичность платформенных территорий и сопредельных регионов. Материалы Международной конференции Воронеж. -2001. -С 223-225.
- Французова В.И. Сопоставление ритмов платформенной и орогенной сейсмичности/ В.И. Французова, Ф.Н. Юдахин// Матер. Межд. конф. М.: ВНИИгеофизика.- 2003.- С. 249-253 (CD-ROM).
- 6. Сафронич И.Н. Некоторые характеристики микросейсмического шума в диапазонеи2.0-8.0 Гц/ И.Н. Сафронич, И.А. Сизаск, Л.И. Надёжка // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Десятой Международной сейсмологической школы.– Обнинск, 2015.– С. 281-284.
- 7. *Орлов Р.А.* Опыт использования микросейсмического шума для решения геологических задач в условиях платформы (на примере Воронежского кристаллического массива / *Р.А.Орлов* // Вестник ВГУ, Серия Геология.– Воронеж, 2011.– №1.– С. 184-192.
- 8. Надежка Л.И. Сейсмический мониторинг как основа сейсмической безопасности функционирования атомных электростанций (на примере Нововоронежской АЭС) / Л.И Надежка, А.Е Семенов, А.М. Семенов, И.М. Колесников // Вестник НЯЦ РК. Выпуск 2 (66).– Курчатов, 2016.– С. 146-151.

ФИЗИКО-МАТЕМАТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ФЛЮИДНОМ РЕЖИМЕ И ИХ МОНИТОРИНГ НА ОСНОВЕ АДДИТИВНОГО КОМПЛЕКСНОГО ПАРАМЕТРА

А. У. Абдуллаев

Институт сейсмологии МОН РК, г. Алматы, Республика Казахстан

В результате многолетних мультипараметрических сейсмопрогностических исследований в мире за прошедшие полвека установлено, что все так называемые предвестниковые аномалии землетрясения (3T) обнаружены в слабых энергетических полях, которые «зашумлены» или «утопаются» в более сильных вариациях, обусловленных внешними космофизическими факторами [1].

Предполагалось, что по обнаруженным «предвестникам» решается обратная абстрактная задача - создать образ ожидаемых ЗТ. Установлено немало случаев, когда предвестники обнаружены, но ЗТ не было, и, наоборот, без ясных аномалий внезапно происходили сильные землетрясения даже на контролируемых прогностических полигонах. Такая ситуация естественно требует разработать четкий научный подход: что такое «аномалия», а что такое «фон» отслеживаемого параметра или различных геохимических (ГХ), геофизических (ГФ) и гидрогеологических (ГГ) полей. Как известно, общепризнанной моделью геофизического (ГФП) или гидрогеологического (ГГП) полей является следующая аддитивная физикоматематическая модель, в которой результаты измерения поля f_i представляют сумму полезной составляющей сигнала – аномалии S_i и усложняющей это поле помеха Π_i т. е. $f_i = S_i + \Pi_i$. Понятие «сигнал» (аномалия) и «помеха» в геофизике и гидрогеологии несет относительный характер. Поэтому в каждом конкретном случае или в конкретном временном ряду (ВР) того или иного параметра или поля (X_i) следует выделить, что принимать за сигнал (аномалии), а что считать «помехой». Общепринято, что под аномалией (сигналом) понимается форма проявления поля, в которую облечена полезная информация. При регистрации естественных потенциальных полей под аномалией понимается отклонение от его нормального фонового значения. Например, нормальное флюидное поле – это однородное и устойчивое во времени по физическим параметрам состояние системы «горная порода – вода – газ» в недрах или газовых составляющих в приземной атмосфере. Под «фоном» следует понимать достаточно устойчивое во времени и на площади значение, характеризующее данное поле, которое моделируется среднеквадратичным отклонением σ или min уровнем дисперсии данного ряда (X_i) S, т.е. $S = \sqrt{\sigma}$. При этом фоновое значение того или иного параметра ГГП может быть отмечен \bar{X}_i , \bar{Y}_i , \bar{Z}_i и т. д. Под фоновым значением параметра \bar{X}_i принимается, исходя из концепции нестационарного временного ряда, значение \bar{X}_i , \bar{Y}_i , не выходящее за пределы $\pm 2\sigma$, (удвоенное значение среднеквадратичного отклонения), которое формирует коридор доверия. Под помехами мы понимаем всякое возмущение поля, препятствующего выделению сигнала – аномалий. Состав и уровень таких помех во временных рядах флюидных полей, обстоятельно рассмотрено в работах [1-2]. Поскольку любое наблюденное поле представляет собой суперпозицию различных показателей, сигналов и помех, то основная задача сейсмопрогностических исследований различных полей (ГГХ, ГФ, ГХ, ГГ) состоит в выделении аномалий (сигналов), обусловленных процессами подготовки землетрясений. Этот вопрос наиболее успешно решается путем комплексной интерпретации данных. В физико-математической модели гидрогеологического поля (ГГП) сигнал может быть представлен либо детерминированным, т. е. аналитически заданным по форме параметром функцией, либо случайным процессом с заданными или неизвестными корреляционными свойствами.

Причины возникновения аномалий и помех, как показывают детальные исследования ГФ, ГГД и ГГХ полей разные [3-4], и главным образом, это внешние квазигармонические и отчасти внутренние (геогенные) факторы, которые вызывают, как правило, направленные тренды.

Информации об аномальных составляющих тектонических процессов, в том числе подготовки ЗТ во временных рядах, очищенных от влияния внешних космофизических факторов, оказывается достаточно слабой и может проявляться в различных формах: в концентрационных или динамических всплесках, значений, временных сбоях измеряемых параметров, в спектрах мощности устойчиво проявляющихся волн (M₂, M_f, M_m и т. д.), в увеличении дисперсии ряда, амплитудно-частотных характеристиках, в разрушениях устойчивого спектрального состава, в противофазном изменении симбатного хода временных рядов и т. д. [1-4].

С другой стороны, необходимо отметить, что подчеркивая весьма мощное влияние внешних атмосферных факторов на вариации временного хода параметров флюидного режима, отмечая достаточную устойчивость временных гармоник с периодами 66, 12 и 6 месяцев и 45, 28, 14, 7 дней в рядах метеофакторов, сейсмичности и ГГХ и ГГД параметров, не рискуем ли мы при очищении физических полей от внешних помех, потерять ту самую искомую информацию? Ведь сами землетрясения могут являться продуктом внешних триггерных воздействий.

В силу того, что теперь большинством исследователей признается отсутствие универсальных предвестников ЗТ, то дальнейшее направление поиска аномалий-сигналов подготовки ЗТ может идти в направлении поиска совокупной информативности отдельных наблюдательных станций по всей сети мониторинга, т. е. речь идет о создании интегрированных обобщающих синтезированных показателей – критериев, которые без потери информации отдельных частных составляющих флюидных систем, могли бы «сфокусироваться» на одном интегрированном совокупном параметре «ζ», как это указано на рис. 1.



Рис. 1. Схема моделирования аддитивного совокупного параметра ζ гидрогеохимического поля (ΓГХП)

Для решения данной задачи была разработана система программных средств (СПС) – «модель-фактор», учитывающая вопросы взаимовлияния различных факторов и очищения этих влияний. «Sum» – суммирование *n* количества ВР исследуемых параметров и «anom» – выделение аномальных составляющих в составе одного или в сумме *n* количества параметров. Подпрограмма «stab» позволяет определить временные отрезки синтезированного параметра ξ , характеризующееся стабильным состоянием, на фоне которого выделяются отрезки, отклоненные от стабильности, вызванного воздействием на данную систему параметров неучтенного фактора, т. е. процессов подготовки ЗТ. Таким образом, можно констатировать, что благодаря обоснованным физико-математическим моделям формирования временных рядов и способов выявления в их составе аномальных составляющих, удается создать гидрогеохимический многопараметрический осциллятор в координатах: время (*t*) – флуктуации (ξ), который является основным научным инструментом исследований сейсмического процесса. Он позволяет составить алгоритм распознавания периодов возникновения сейсмической активности и прогноза ожидаемых сильных землетрясений. Исходя из теории колебательного процесса [3], можно сказать, что Земля, Солнце, Луна и другие космические тела ведут себя как осцилляторы. В таком случае перспективной математической моделью является гармонический анализ, т. е. исследование гармонических (синусоидальных) функций, математическая модель которых имеет следующий вид:

$$\gamma(t) = A\cos(\omega t - \varphi) = A\cos[(2\pi/T)t - \varphi], \qquad (1)$$

где A, T и φ – три величины, характеризующие соответственно амплитуду колебания, его период и фазовый сдвиг. Данная функция для исследования более предпочтительна, т. к. алгоритм ее построения для любого значения t_j очень простой. При выражении периодической функции в виде синусоиды (косинусоиды) структура природной кривой, отвечающей полигармоническому процессу, будет определяться суперпозицией (наложением) синусоидальных колебаний. В этом случае, [3] она примет вид:

$$\gamma(t) = A_0 + \sum_{j=1}^m A_j \cos(\omega_i t - \varphi_i), \qquad (2)$$

где $A_j \cos(\omega_i t - \varphi_i) - j$ -ая гармоника; аргумент ($\omega_i t - \varphi_i$) фаза *j*-ой гармоники; амплитуда *j*-ой гармоники; *m* – число гармоник; A_0 – постоянный член, исходный, изначальный ряд, около которого происходит вариация зависимости $\gamma(t)$. Тригонометрическая функция ($\omega_i t - 2\pi/\omega_i$) является периодической функцией аргумента *t* с периодом $T_i = 2\pi/\omega_i$ (или частотой гармоники $\omega_i = 2\pi/T_i$). Указанное выражение функции периодических процессов является моделью детерминированного типа. Однако в природе, ввиду многих, в том числе случайных факторов, мы имеем дело с искаженным (осложненным) временным ходом вариации флюидов. В деформировании этой полигармонической модели, возможно, присутствуют составляющие, обусловленные быстро протекающими геодинамическими явлениями, в том числе процессом подготовки и реализации землетрясений. В таком случае математическая модель детерминированного полигармонического ряда может быть представлена в следующем виде:

$$\gamma(t) = A_0 + \sum_{j=1}^{m} A_j \cos(\omega_i t - \varphi_i) + a(t),$$
(3)

где a(t) – случайная функция. Таким образом, предлагаемая модель состоит из двух частей – детерминированной, представляющей собой алгоритм, воспроизводящую функцию полигармонического типа y(t) и случайной функции a(t), к которой могут относиться разные типы случайных функций как стационарных, так и случайных с неизвестными приращениями, например, как квазипериодический сейсмический процесс или отдельные импульсы сильных землетрясений. Поэтому только после разделения модели на составные части могут быть оценены статистические свойства компоненты a(t), а затем осуществить ее вероятный прогнозирования землетрясений.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Абдуллаев А. У.* Флюидный режим земной коры как отражение современных геодинамических процессов (на примере Тянь-Шаня). – Алматы : Эверо, 2002. – 392 с.
- 2. Абдуллаев А. У. Исследование влияния атмосферных и космофизических факторов на флюидный режим земной коры Тянь-Шаньского сейсмогена // Inland Earthquake Urumchi. Vol. 14. № 4. Р. 358-559.
- 3. *Деч Л. Д.* Кноринг Методы изучения периодических явлений в геологии. Москва : Недра, 1985. – 255 с.
- 4. Коноплянцев А. А., Ковалевский В. С., Семенов С. М. Естественный режим подземных вод и его закономерности // Труды ВСЕГИНГЕО. Новая серия. 1963. № 2.

ГЕОХИМИЧЕСКОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ РАЗЛОМОВ МЕТОДОМ ПРОФИЛЬНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ ПОЧВЕННОГО РАДОНА НА ПРИМЕРЕ ТЕРРИТОРИИ Г. АЛМАТЫ (КАЗАХСТАН)

А. У. Абдуллаев, Г. Е. Тукешова, Т. С. Жунисбеков, И. А. Весёлкина, Т. П. Суслова, И.Х. Сексенбаева, А. О. Мухамадиев, Ж. Б. Кобланов

Институт сейсмологии МОН РК, г. Алматы, Республика Казахстан

Мировой опыт, в том числе и в Казахстане показывает, что ввиду ряда особых свойств радона (Rn^{222}) его пространственно-временные вариации в подземных водах, особенно в приземной атмосфере, являются весьма информативным показателем геодинамического состояния земной коры [1-5]. Целью полевых опытно-экспериментальных исследований проведенных в 2014-2016гг. являлась геохимическое зондирование активных разломов территории Алматинского мегаполиса на основе профильных измерений объемной активности почвенного радона (Rn^{222}). При этом основное внимание обращалось на массовое определение устойчивых фоновых значений эманации радона, на базе которых выделялись относительно активные и неактивные разломные зоны на карте тектонических разломов территории Города Алматы 1982 г. [4].

Следует отметить, что планомерные работы по проведению оценки геодинамического состояния территории г. Алматы по вариациям объемной активности почвенного радона (OAP) для целей СМР проводятся впервые. В процессе работы были составлены картысхемы гидрогеологической ситуации на территории новых границ мегаполиса, где отражены гидрогеологические и частично инженерно-геологические особенности: распространение стратифицированных по возрасту основных водоносных горизонтов с конкретными характеристиками водовмещающей среды [1].

На первом этапе по профильным измерениям объемной активности радона (OAP) на территории г. Алматы, отработано пять профилей с общей протяженностью более 100 км (рис. 1).

На рис. 1 показана схематическая карта расположения исследовательских маршрутов и предполагаемые зоны выявляемых новых активных разломных зон.

Методика полевых исследований. Для решения поставленных задач были использованы два прибора: радиометр «Рамон-Радон 01» и радиометр «Рамон 02» (рис. 2) производства фирмы ТОО «СОЛО ЛТД» РК [6, 7].

Данные приборы (в дальнейшем радиометр) предназначены для определения эквивалентной равновесной объемной активности (ЭРОА) радона Rn^{222} в воздухе жилых производственных помещений, а также в атмосферном воздухе. Радиометр работает в полуавтоматическом режиме. Диапазон измерений ЭРОА радона от 4 до 5·10⁵ Бк. Пределы допускаемой основной относительной погрешности ЭРОА Rn^{222} не более 30 %. Измерение ЭРОА радона заключалось в отборе аэрозольных дочерних продуктов распада (ДПР) на аэрозольные фильтры измерения активности альфа-излучателей RaA и RaC. Объемная активность короткоживущих ДПР рассчитывается по формулам, учитывающим накопление ДПР, как на стадии отбора проб, так и при измерении активности пробы [7].

Радиометр конструктивно состоит из пластмассового корпуса, и размещенного в нем металлического каркаса с электронными узлами (блок детектирования альфа-излучения микроконтроллер) сетевого и автономного источников питания, воздухозаборного устройства. Установка рабочей комплектации в полевых условиях собирается согласно схеме (рис. 3) [6].



Рис. 1. Схематическая карта расположения исследовательских маршрутов и предполагаемых зон активных разломов на территории г. Алматы. Условные обозначения: Красными отрезками обозначены разломы, нанесённые на карту СМР территории г. Алматы в 1982 г. Цифрами I, II, III отмечены номера исследуемых маршрутов. Цифрами 1, 2, 3 обозначено количество разломов, пересекающих данный профиль. Буквы A, B, C указывают на выявленные разломные зоны, на карте они обозначены красным пунктиром. Синим пунктиром отмечены участки разломных зон, которые не подтвердились результатами профильных исследований



Рис. 2. Приборы для измерений объемной активности радона Rn²²²: *А – радиометр «Рамон-Радон 01», Б – радиометр «Рамон 02»*



Рис. 3. Схема рабочей комплектации установки радиометра «Рамон-радон-01»: *1 – накопительная емкость*, *2 – прибор «Рамон-Радон01»; 3 – силиконовые трубки; 4 – штуиера*

В 2014 г. пройдены I и II меридиональные (продольные) профили в направлении с юга на север через территорию всего города. Профильное измерение отрабатывалось шагом через 50 м., а в разломных зонах через 25 м.

При замере эксхаляции Rn²²² ежедневно производились замеры, снимались координаты каждого пункта: абсолютная высота (в метрах), атмосферное давление (в мм рт.ст.), температура воздуха (в градусах Цельсия), относительная влажность (в %).

В 2015 г. закончены III и IV профили.

Методика интерпретации полевых данных. Полевые работы производились с мая по октябрь 2014 г. и с июня по октябрь 2015 г. Были пройдены: профиль I-I начиная с трамплинов, вдоль реки «Есентай» до п. Первомайский и II-II с юга на север через г. Алматы, а также завершены III-III и IV-IV профили. В процессе выполнения работ был накоплен большой фактический материал по измерению эксхаляции Rn²²².

Первичная интерпретация по каждому профилю заключалась в предварительной оценке результатов измерений относительно общего фонового значения содержаний радона, которое было рассчитано для каждого профиля отдельно. Расчет производился по формуле

$$A_{(\phi \circ H)} = \frac{\sum \dot{A}}{N}, \qquad (1)$$

где *А* – измеренное содержание почвенного радона, *N* – количество измерений.

Фоновые значения содержаний радона по профилям III-III – 66,7 мБк/с·м², для профиля IV-IV – 81,5 мБк/с·м². Среднее значение для двух профилей составляет около 75 мБк/с·м² ± 25 мБк/с·м², что соответствует заводской погрешности прибора \approx 30 %. Одновременно устанавливался «коридор» фоновых значений для исследуемого района, который составляет 50-100 мБк/с·м². За аномалии принимались значения, превышающие фоновый «коридор» доверия на 30-100 %.

Для примера рассмотрим результаты измерений содержания радона в почвенном воздухе по профилю II-II. Профиль II-II также имеет общее направление с юга на север. Профиль начинается в южной части города в районе пос. Каргалы, затем продолжается через микрорайоны Каменка, Школьник, Жетысу-1, Аксай-4, Акбулак, м-н Айгерим, м-н Шанырак и заканчивается в микрорайоне Трудовик. Длина профиля составляет около 15 км, количество комплексных замеров на маршруте 345. В соответствии с предыдущими исследованиями на профиле предполагалось обследовать четыре активные разломные зоны, которые отображены на графиках (рис. 4-5):

- разлом № 1 шириной около 350 м, в ходе исследований было отмечено лишь несколько пиковых значений содержания радона 132, 144 мБк/с·м². На этом основании можно считать, что этот участок разломной зоны малоактивен.
- разлом № 2 составляет протяженность 525 м, так же как и разлом № 1 не выделяется высокими показателями и может быть отнесен к категории слабоактивной разломной зоны. Содержание радона на этом участке лишь незначительно превышает показания фоновых значений.

- разлом № 3 имеет протяженность около 425 м. Эта разломная зона выделяется рядом многочисленных выбросов с высоким содержанием радона от 120 до 200 мБк/с·м². В настоящее время это подтверждает существование активной разломной зоны.
- разлом № 4 выделяется протяженностью около 450 м, характеризуется стабильно высокими показателями содержаний радона от 140 до 189 мБк/с·м². Этот участок может быть отнесен к категории активно живущих разломов. Исследования подтвердили ранее выделяемую активную зону на карте.

По результатам полевых исследований и в ходе обработки полевого материала, стоит выделить несколько выявленных новых активных зон **A**, **B** и **C**.

Зона А выделяется значительно высокими значениями содержания радона от 105 до 233 мБк/с·м², данные значения были подтверждены контрольными значениями, что подтверждает активность этой зоны. Ширина составляет примерно 1500 м.

Зона В составляет протяженность около 1300 м, на этом участке так же отмечалось наиболее высокое активное содержание радона от 154-213 мБк/с·м². Ранее этот разлом не был зафиксирован, проявился впервые в ходе исследований 2014 года.

Зона С территориально совпадает с жилым массивом микрорайонов «Шанырак-4, 2». Ширина данной зоны составляет примерно 800 м. Выделяется устойчивым высоким содержанием радона от 144 до 189 мБк/с·м² и может быть отнесена к категории активно живущих разломов.



Рис. 4. Результаты исследования объемной концентрации почвенного радона Rn²²² по профилю II-II



Рис. 5. Гипсометрический профиль II-II с предполагаемыми зонами активных разломов (прямые линии).

Опытно-экспериментальные исследования по геохимическому зондированию активных разломов территории г. Алматы методом профильных измерений объемной концентрации почвенного радона (Rn²²²) показали свою высокую эффективность и позволили оценить современное геодинамическое состояние разломов. Необходимо отметить, что в условиях

современного промышленного г. Алматы вся его территория оказалась почти закрытым асфальто-бетонным чехлом, что очень сильно затрудняло прохождение профильных маршрутов в поисках открытых площадок для измерения почвенного радона.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Абдуллаев А. У.* Флюидный режим земной коры как отражение современных геодинамических процессов. – Алматы : Эверо, 2002. – 352 с.
- 2. Абдуллаев А.У. Активный геохимический и гидрогеологический мониторинг сейсмической активности Алматинского мегаполиса // Снижение сейсмического риска зданий и сооружений г. Алматы при сильных землетрясениях. Алматы, 2007. С. 41-46.
- 3. *Рудаков В.П.* Мониторинг напряженно-деформированного состояния пород сейсмоактивного района эманационным методом // Геохимия. – 1986. – № 9. – С. 1337-1342.
- 4. *Сейсмическое* микрорайонирование территории г. Алматы. Алма-Ата : Наука, 1982. 112 с.
- 5. Абдуллаев А. У., Тукешова Г. Е. Активные разломы Алматинского мегаполиса в связи с составлением новой карты СМР // Активные разломы и их значение для оценки сейсмической опасности: современное состояние и проблемы : Материалы международной научно-практической конференции. – Москва, 2014. – С. 12-15.
- 6. *ТОО* «СОЛО ЛТД» Методика измерения объёмной активности радона (Rn²²²) в различных средах. Алматы, 2010.
- 7. *ТОО* «СОЛО ЛТД» Руководство по эксплуатации. Техническое описание, инструкция по эксплуатации. Алматы, 2010.

УДК 550.348.4

ГИДРОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ АНОМАЛИИ САРЫЖАЗСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 20.01.2013 Г. В ЮГО-ВОСТОЧНОМ КАЗАХСТАНЕ

А. У. Абдуллаев, Ж. Т. Турабаева, Г. Е. Тукешова

Институт сейсмологии МОН РК, г. Алматы, Республика Казахстан

За последние годы были тщательно изучены предваряющие и сопутствующие эффекты сильных землетрясений на примере майских (01.05.2011 г., 30.05.2011 г., *K* = 13,1), а также Сарыжазского землетрясения (28.01.2013 г., *K* = 14,7) и его афтершоков.

Последнее событие является наиболее сильным среди всех землетрясений, произошедших непосредственно на территории Юго-Восточного Казахстана за последние 10 лет. Оно произошло в 225 км к юго-востоку от г. Алматы в зоне крупного сейсмогенерирующего разлома с K = 14,7 с координатами 42°53′ СШ, 79°65′ ВД. Самая ближайшая наблюдательная ГГД станция Сарыжас находилась непосредственно в эпицентральной зоне на 74 км от очага.

Региональная сеть наблюдений на Алматинском прогностическом полигоне (АПП) состоит из 12 гидрогеохимических (ГГХ) и 8 гидрогеодинамических (ГГД) станций (рис. 1).

Анализировался временной ход уровня подземных вод (УПВ), дебита скважины (Q_{ckB}) , температуры воды $(T_{воды})$ и давление скважины (P_{ckB}) и их сопутствующие показатели – атмосферное давление (P_{atm}) и температуры воздуха $(T_{воз})$. Особое внимание обращалось на временные изменения в тонкой структуре гидрогеодеформационного поля на фоне приливных сил (ПС) Луны и Солнца.



Рис. 1. Алматинский прогностический полигон (АПП). Карта расположения наблюдаемых режимных станций по отношению к эпицентру Сарыжазского землетрясения (28.01.2013 г., с K < 14,7) в восточной части АПП. Светло-фиолетовый цвет – 100 км; средне-фиолетовый цвет – 105 км; темно-фиолетовый цвет – 200 км

На рис. 2-6 представлена основная характеристика изученных землетрясений и обнаруженные гидрогеодинамические (ГГД) аномалии землетрясений. Отсутствие аномалии отмечено знаками «0», а присутствие – знаками «+» и «-». Стрелками указано эпицентральное расстояние от очагов землетрясения до станции наблюдения в километрах.

Дата 28.01.2013 г.	Энерг. класс (К) 14,7	Расстояния от ГГД станций (R)	
Тургень		169	
Богуты		161	
Сарыжаз		74	
Калкан		217	
Д.Арасан		265	



Рис. 2. Схема расположения ГГД станции относительно эпицентра Сарыжазского землетрясения 28.01.2013 г., *К* < 14,7

Дата 13.03.2014 г.	Энерг. класс (<i>K</i>) 11,8	Расстояния от ГГД станций (<i>R</i>)	
Тургень		171	
Богуты		156	
Сарых	каз	75	
Калкан		182	
Д.Ара	сан	220	



Энерг. Дата Расстояния от ГГД класс (К) станций (**R**) 07.06.2013 г. 10,7 Тургень 192 Богуты 106 Сарыжаз 31 Калкан 137 Д.Арасан 134



Рис. 3. Схема расположения ГГД станции отно- Рис. 4. Схема расположения ГГД станции отно-K < 11.8)

Дата	Энерг. класс (<i>К</i>)	Расстояния от ГГД	
16.03.2014 г.	11,6	станции (К)	
Тургень		265	
Богуты		198	
Сарыжаз		101	
Калкан		229	
Д.Арасан		220	



сительно эпицентра землетрясений (13.03.2014 г. сительно эпицентра землетрясений (07.06.2013 г. K < 10,7)

Дата 09.06.2014 г.	Энерг. класс (К) 11,4	Расстояния от ГГД станций (R)	
Тургень		276	
Богуты		156	
Сарыжаз		189	
Калкан		164	
Д.Арасан		73	



Рис. 5. Схема расположения ГГД станции относительно эпицентра землетрясений (16.03.2014 г. K<11.6)

Рис. 6. Схема расположения ГГД станции относительно эпицентра землетрясений (09.06.2014 г. K < 11.4)

Каждое землетрясение сопровождалось вычислением очищенного от влияния Ратм и Твоз ряда «Delta» по специальной программе обработки данных. Здесь те или иные аномалии отмечались в виде выскоков, выходящих за пределы доверительного интервала ($\pm 2\sigma$) (рис. 7-8).

Из анализа данных по 10 землетрясениям за последние 3 года можно заключить, что проявление ГГД аномалий в большинстве случаев не зависит напрямую от энергетического класса и эпицентрального расстояния, как это раньше предполагалось. Такая ситуация может быть объяснима только тем, что, по-видимому, процесс реализации землетрясения представляет собой очень быстро меняющееся гидрогеодеформационное поле с мозаичным распределением напряженных зон в верхней части земной коры. В зависимости от того, на каком участке оказывается та или иная станция на площади развития очаговых зон, флуктуация флюидных параметров отражается в процессе деформирования в виде сжатия или растяжения, или в нейтральной «мертвой» полосе. Поэтому можно заключить, что накануне землетрясения на определенной сейсмоактивной территории (200-300 км) происходят скачкообразные изменения параметров с разными знаками деформации ((+), (-) или «0»), которые достаточно четко картируются при гидрогеодинамическом мониторинге на разных станциях наблюдения.



Рис. 7. Временные ряды суточных значений уровня подземных вод (ΔH). А, Б, В, Г – 28.01.2013 г., K = 14.7; Д, Е – 13.03.2013 г., K = 11.8

Рис. 8. Временные ряды суточных значений уровня подземных вод (ΔH). А, Б – 07.06.2013 г., K = 10,7; В, Г, Д, Е – 16.03.2014 г., K = 11,5

Подготовка землетрясения происходила на значительной площади в неоднородной блоковой среде. При этом разрушается повидимому установившееся равновесие в геологической среде и одновременно происходит мозаичное перераспределение напряжений и деформаций. В зависимости от того, в какой зоне «НДС» находится данная станция наблюдения, формируется аномальное флуктурирование разных знаков в гидрогеодеформационном поле. Все эти изменения характеризуют, безусловно, быструю динамику развития конкретного очага землетрясения. Такой процесс может идти в суперпозиции, если идет одновременно подготовка нескольких землетрясений в сейсмоактивном регионе [1-3].

На примере временного хода в часовых значениях УПВ на станции Тургень (r = 169 км) накануне Сарыжазского землетрясения 28.01.2013 г., можно видит аномальное проявление на фоне огибающих в начале января и в преддверие события за 3-5 дней. За этот период на спектрограмме возникли периоды 14 и 28 дней при нормальных 7 днях. На станции Богуты (r = 161 км) аномальный сбой волновой структуры отмечен перед землетрясением за 3-5 дней. В непрерывном ходе УПВ в поле ПС вообще отсутствуют какие-либо периоды, а в спектрограмме осталась только 45-суточная волна.

Изменение внутренней тонкой структуры ГГД поля можно увидеть также в период возникновения сильных землетрясений, значительно удаленных от эпицентра. Так на ст. Богуты, r = 198 км накануне землетрясения 16.03.2014 г., K = 11,6 кратковременные аномалии (2-3 дня) на фоне приливных огибающих возникли в конце февраля 2014 года. Как видно из рис. 2-6 в ходе часовых значений, совершенно исчезает доминирующие периоды 12,5 и 24,5 часа, а мощность спектра переместилась в сторону 45-60 дней (рис. 9).



Рис. 9. Внутрисуточный ход УПВ на стации Тургень на фоне приливных сил

Следующее землетрясения 07.06.2014 г., с K = 11,6, несмотря на его слабый класс аномалии отмечены на всех станциях, причем в эпицентральной части станции Жаркент-Арасан аномалии оказались более однозначными, а в эпицентре станции Сарыжаз (r = 31 км) аномалии возникли после землетрясения.

Выводы. В результате установлено, что во многих случаях реализации землетрясений отмечались гидрогеодинамические эффекты, но они проявлялись неоднократно, мозаично. На примере сильного Сарыжазского землетрясения 28.01.2013 г., K = 14,7 можно увидет более контрастные эффекты на удаленных станциях: Тургень, Богуты, Калкан (r = 162-189 км), на которых проявились существенные знакопеременные аномалии в УПВ и Q_{ckb} , а в самой дальней точке наблюдения на станции Жаркент-Арасан (r = 325 км) были отмечены положительные аномалии большой амплитуды, которые произошли уже во второй половине января.

В то же время на самой близкорасположенной к эпицентру станции Сарыжаз (*r* = 74 км), аномалии не отмечены. Эти факты свидетельствует весьма контрастной структуре диссипаций гидрогеодефарационного поля накануне сильного землетрясения.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Абдуллаев А. У.* Флюидный режим земной коры как отражение современных геодинамических процессов. – Алматы : Эверо, 2002. – 352 с.
- 2. *Абдуллаев А. У.* Теория отражения современных геодинамических процессов во флюидном режиме земной коры // Доклады НАН РК. – 2002. – № 6. – С. 29-41.
- 3. Абдуллаев А. У. Активный геохимический и гидрогеохимический мониторинг сейсмоактивных областей и прогнозирование современных геодинамических процессов // Геодинамика и геоэкология высокогорных районов в XXI веке. – Бишкек, 2007. – Вып. 2.

УДК 550.34

ОТНОШЕНИЕ СКОРОСТЕЙ ПРОДОЛЬНЫХ И ПОПЕРЕЧНЫХ ВОЛН В РОЛИ КИНЕМАТИЧЕСКОГО ПРЕДВЕСТНИКА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

3. А. Адилов, З. И. Ашурбеков, М. А. Исаев, И. Н. Павличенко

Дагестанский филиал Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН», г. Махачкала, Россия

Важным параметром, позволяющим повысить точность определения основных параметров землетрясений, является соотношение скоростей продольных и поперечных волн (V_p/V_s) в геофизической среде. Интерес к поведению отношения скоростей продольных и поперечных волн V_p/V_s (параметр τ – TAU) перед землетрясениями и исследования, связанные с ним имеют уже почти полувековую историю. Существует несколько способов определения параметр τ . Расчет единичных значений параметра TAU производится по формуле:

$$\tau = \frac{(T_s - T_p)}{(T_p - T_0)} + 1,$$
(1)

где разность $T_s - T_p$ – разность прихода *P*- и *S*-волн на станции регистрации, T_0 – время в очаге, определенное по группе станций. Также параметр т рассчитывается из угла наклона графика Вадати или равняется углу наклона графика зависимости $T_s(T_p)$, как это видно из рис. 1. Здесь и далее все примеры приводятся по данным ощутимого Мехельтинского землетрясения 2016 г ($M_s = 5,3$), происшедшего в Дагестане.



Рис. 1. Зависимость $T_s(T_p)$

Годографы сейсмических волн хорошо аппроксимируются полиномами третьей степени [1] и коэффициенты полиномов аппроксимации по разным типам волн могут быть преобразованы друг в друга посредством параметра *т*. Так, коэффициенты полинома аппроксимации поперечной волны могут быть получены из коэффициентов полинома аппроксимации продольной волны простым умножением на параметр τ , а фиктивной волны – умножением на (τ -1).

Использование полиномов, обратных полиномам аппроксимации годографов сейсмических волн дает возможность оценки скоростей продольных, поперечных и фиктивных волн. На рис. 2 приведены графики и аппроксимирующие полиномы, обратные годографам, с той лишь разницей, что по оси абсцисс отложено гипоцентральное расстояние вместо эпицентрального расстояния. Скорость сейсмической волны равна первой производной полинома аппроксимации зависимости гипоцентрального расстояния от разности времени прихода сейсмической волны и времени в очаге $r(T_p - T_0)$. Так, для продольной волны зависимость скорость продольной волны от $T_p - T_0$ примет вид:

$$V_p = 0,0441 \cdot (T_p - T_0)^2 + 1,733 \cdot (T_p - T_0) - 8,62.$$
⁽²⁾

Подобные зависимости получаются для поперечной и фиктивной сейсмических волн.



Рис. 2. Зависимость гипоцентрального расстояния от времен Т_p-T_b, T_s-T_b, T_{sp}

В качестве примера в таблице 1 приводятся результаты расчета скоростей продольных и поперечных волн и их отношений для станций, использованных в построении графиков рис. 2. Бросается в глаза широта спектра изменения скоростей сейсмических волн в зависимости от станции, то есть от геологического строения пути сейсмической волны от очага до сейсмостанции. На последней стадии подготовки землетрясения рост полей напряжений ведет к потере устойчивости среды и соответствующему разбросу значений параметров различных геофизических полей, в том числе и в поле времен пробега сейсмических волн. На этом и основан кинематический предвестник землетрясений наблюдения за вариациями времен пробега Р- и S-волн и их отношений – T_S/T_p в пространстве и времени [2-3].

Таблица 1

Станция	$T_p - T_o$, c	$T_s - T_o$, c	V_p , км/с	<i>V_s</i> , км/с	V_p/V_s
Ботлих	9,64	17,36	3,99	2,20	1,81
Унцукуль	9,74	18,66	4,08	2,56	1,59
Дылым	9,92	18,22	4,23	2,44	1,73
Дубки	10,06	19,19	4,35	2,70	1,61
Каранай	10,25	18,66	4,51	2,56	1,76
Хунзах	10,84	19,86	4,98	2,87	1,74
Аракани	11,72	21,67	5,63	3,29	1,71
Буйнакск	12,61	22,93	6,22	3,55	1,75
Махачкала	15,98	29,28	7,81	4,50	1,74
Кумух	16,61	30,31	8,00	4,59	1,74
Караман	16,93	30,39	8,08	4,60	1,76
Ахты	27,01	49,12	6,01	3,40	1,77
Касумкент	29,20	53,04	4,38	2,46	1,78
Сергокала	18,64	33,99	8,36	4,79	1,74
Уркарах	19,96	35,94	8,40	4,81	1,74

Единственным условием метода является непрерывная регистрация и локализация землетрясений сетью сейсмических станций, дополнительная дорогостоящая аппаратура для наблюдений за предвестником и вычисления прогностического параметра не требуется.

Прогностические кривые ТАU по станциям Буйнакск и Дылым-Дубки представлены на рис. 3-4, где по оси абсцисс отложено время в днях, а по оси ординат – относительный параметр χ , который рассчитывается по формуле:

$$\chi = F(\sum \Delta \tau_{min}) + F(\sum \Delta \tau_{max}), \tag{3}$$

где $F(x) = 1000 \cdot x^4$ при $x < \sigma$; $F(x) = 1000 \cdot \sigma^2 \cdot x^2$ при $x > \sigma$, где σ – среднеквадратичная ошибка среднего, рассчитанного за длительное время.

Часто аномалии на прогностических кривых ТАU предваряют сильные землетрясения. Так землетрясение 10-го энергетического класса, зарегистрированное в 14 км северовосточнее от Дылыма 23 августа 2015 г. предварялось аномалиями на кривых сейсмостанций Буйнакск, Аракани, Дылым-Дубки (на рис. 3, 4 показаны стрелками с подписью). Землетрясение того же энергетического класса, происшедшее 30 октября 2015 г., предварялось аномалиями на кривых сейсмостанций Аракани, Дылым, Дубки (на рис. 4 показано стрелкой с подписью), Унцукуль, Хунзах, Сергокала и др., но не проявилась на станции Буйнакск. Причем, в первом случае аномалия достигла пика 22 августа за день до землетрясения, а во втором случае – 27 октября за 3 дня до землетрясения.





Рис. 3. Прогностическая кривая ТАU по стан- Рис. 4. Прогностическая кривая ТАU по сейции Буйнакск

смостанциям Дылым и Дубки

Прогностические кривые дают локализацию ожидаемого землетрясения во времени. С целью пространственной локализации ожидаемого землетрясения мы строили карты пространственного распределения отношения скоростей продольных и поперечных волн V_n/V_s. Так, на рис. 4 приведены карты пространственного изменения отношений скоростей продольных и поперечных волн V_p/V_s в разные кварталы 2015 г. и соответствующие им карты эпицентров землетрясений в следующий за этим кварталом месяц.

Сравнение карт выявляет хорошую корреляцию зон повышенных значений отношений скоростей продольных и поперечных волн V_p/V_s (соответствующие зоны пронумерованы римскими цифрами) в квартал и зон скоплений эпицентров землетрясений в следующий за этим кварталом месяц (рис. 5).

Как известно, коэффициент Пуассона среды – характеристика состояния среды, определяется по соотношению V_p/V_s согласно выражению:

$$\sigma = \frac{1}{2} \left[1 - \frac{1}{\left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2 - 1} \right],\tag{2}$$

где σ – коэффициент Пуассона среды; V_p , V_s – скорости продольной и поперечной волны, соответственно. Диапазон изменения коэффициента Пуассона от 0 до 0,5 охватывает весь возможный спектр состояний среды.



Рис. 5. Карта «а» отношения скоростей продольных и поперечных волн в IV квартал 2015 г., и карта «б» эпицентров землетрясений в январь 2016 г.

На рис. 6 показан график изменения соотношения скоростей продольных и поперечных волн (V_p/V_s) с глубиной, из которого видно, что среднее значение V_p/V_s увеличивается от значения 1,7 на глубине 3 км до значения 1,83 на глубине 50 км с коэффициентом возрастания 0,0029. Наблюдается резкое уменьшение разброса V_p/V_s относительно среднего значения в интервале глубин от 13 км до 17 км.



Рис. 6. Изменение соотношения скоростей продольных и поперечных волн с глубиной

Подобное же поведение наблюдается для коэффициента Пуассона, который возрастает от значения 0,23 на глубине 3км и возрастает до значения 0,29 на глубине 50 км с коэффициентом возрастания 0,0012.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Адилов З. А., Асманов О. А., Левкович Р. А. Станционные годографы // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных : Материалы Шестой Международной сейсмологической школы. Обнинск : ГС РАН, 2011. С. 3-7.
- 2. Славина Л. Б., Мячкин В. В. К вопросу о времени и месте возникновения кинематических предвестников сильных землетрясений // Модельные и натурные исследования очагов землетрясений. – М. : Наука, 1991. – С. 71-78.
- Славина Л. Б., Левина В. И., Бахтиарова Г. М. Мониторинг прогностического параметра ТАU по данным сейсмических станций Камчатки // Геофизический мониторинг и проблемы сейсмической безопасности Дальнего Востока России : Материалы региональной научно-тех. конференции. – Петропавловс-Камчатский : ГС РАН, 2008. – Т. 2. – С. 69-73.

УДК 550.34

О ПРИЧИНЕ ВОЗНИКНОВЕНИЯ БАЧАТСКОГО ТЕХНОГЕННО-ТЕКТОНИЧЕСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 18 ИЮНЯ 2013 ГОДА В КУЗБАССЕ

В. В. Адушкин

Институт динамики геосфер РАН, г. Москва, Россия

18 июня 2013 г. по UTC (19 июня в 6 ч. утра местного времени) на территории Кузбасса произошло Бачатское землетрясение с магнитудой 5,8-6,1, которое оказалось самым крупным в мире техногенным сейсмическим событием при разработке твердых полезных ископаемых. Интенсивность колебаний в эпицентре составила 7 баллов, и в ближайших к эпицентру городах и поселках были разрушены здания. В 4-х балльную зону попали города Прокопьевск, Киселевск, Новокузнецк, в 2-х балльную – Новосибирск и Барнаул, находящиеся на расстоянии около 200 км [1].

В докладе представлен анализ развития сейсмической обстановки на территории Кузбасса, которая характеризуется ростом техногенно-наведенной сейсмичности, завершившимся катастрофическим землетрясением с эпицентром на территории крупнейшего в регионе Бачатского разреза (отсюда название этого землетрясения). Отмечено, что интенсивный рост техногенной сейсмичности в Кузбассе начался в 70-80-е годы прошлого столетия, когда их количество стало превышать число природных землетрясений.

Как известно, Кузбасс располагает огромными запасами (около 700 млрд. т.) высококачественного угля, половина которого пригодна для коксования. В процессе индустриализации Кузбасса росла техногенная нагрузка на земные недра в виде интенсивной подземной и открытой добычи каменного угля, которая ведется в настоящее время на 50 крупных разрезах и 60 шахтах, приближаясь к 300 млн. т. в год. Из представленных в докладе данных следует, что одновременно с увеличением ежегодных объемов горно-взрывных работ происходил непрерывный рост техногенных сейсмических событий и их интенсивности. В результате в регионе образовалась сложная сейсмическая обстановка, состоящая из природных землетрясений, сейсмических событий от взрывных работ, проводимых на разрезах и шахтах, и техногенно-наведенной сейсмичности. В свою очередь техногенно-наведенная сейсмичность состоит из событий двух типов: многочисленных до 10-40 событий в сутки на уровне энергетического класса K = 1-8 (потоки роевых толчков, слабые землетрясения и горные удары и т. п.) и относительно редких техногенно-тектонических землетрясений энергетического класса $K \ge 8-9$, включая горно-тектонические удары. Развитию этих сильных землетрясений триггерного характера (с величиной магнитуды $M \ge 3$) уделено основное внимание. Очаги подобных землетрясений возникают в массиве при изменении геомеханического и гидрогеологического режимов и соответствующей перестройке его напряженно-тектонического состояния, происходящих под воздействием внешней техногенной нагрузки.

Приведенные в работе данные свидетельствуют о существенном и достаточно быстром росте техногенной нагрузки в период после 2000 г. Так, например, потреблении ВВ в регионе за последние 10 лет возросло от 100-200 тыс.т./год до 500-600 тыс.т./год. Следовательно, объемы разрушенной и перемещенной горной породы, включая извлеченный каменный уголь, возросли от сотен млн. т. до нескольких млрд. т в год. Более того, интенсивный рост потребления ВВ также дополнительно увеличивает внешнюю техногенную нагрузку на недра земной коры, создавая поток сейсмической энергии величиной 10¹³-10¹⁴ Дж/год и мощность воздействия на уровне 1,5 МВт.

Подобный рост техногенной нагрузки на регион в сочетании с его собственной сейсмической активностью сопровождается увеличением числа и интенсивности интересующих нас сильных техногенно-тектонических землетрясений. В целях выявления подобных сейсмических событий в работе привлечены данные сейсмических каталогов Алтае-Саянского региона [2] и проведен анализ каталогов Международного сейсмологического центра (ISC) за период 2000-2014 гг. [3]. В результате оказалось, что примерно по 1-2 техногеннотектонических землетрясения в год с магнитудой M = 3,5-4,0 происходило до 2005 года, и их число резко возросло после 2006 года в среднем до 10-20 сильных событий в год с магнитудой M = 4,0-5,0. Такой рост подобных сильных землетрясений увенчался в 2013 г. техногенно-тектоническим катастрофическим Бачатским землетрясением с магнитудой M = 5,8-6,1.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РНФ 16-17-00095.

ЛИТЕРАТУРА

- Еманов А. Ф., Еманов А. А., Фатеев А. В., Лескова Е. В., Шевчукова Е. В., Подкорытова В. Г. Техногенная сейсмичность разрезов Кузбасса (Бачатское землетрясение 18 июня 2013) // ФТПРПИ. – 2014. – № 2. – С. 41-46
- 2. Яковлев Д. В., Лазаревич Т. И. Цирель С.В. Природно-техногенная сейсмичность Кузбасса // ФТПРПИ. – 2013. – № 6. – С. 20-34.
- 3. Адушкин В. В. Триггерная сейсмичность Кузбасса // Триггерные эффекты в геосистемах: материалы третьего Всероссийского семинара-совещания. – М. : ГЕОС, 2015. – С. 8-29.

УДК 550.341

СЕЙСМИЧЕСКИЕ КОЛЕБАНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ПРИ ГЛУБОКОФОКУСНЫХ ВРАНЧСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ

С. Ф. Аптикаев¹, О. И. Аптикаева^{1,2}

¹ ОАО «Атомэнергопроект», г. Москва Россия; ² Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

Введение. Сейсмическая энергия глубокофокусных Вранчских землетрясений затухает по-разному в разных направлениях. Наименьшее затухание сейсмической энергии наблюдается в северо-восточном направлении [1].

На территории европейской части России неоднократно ощущались сотрясения от сильных глубокофокусных землетрясений с очагами в зоне Вранча. Генерируемые такими

событиями низкочастотные колебания могут оказать ещё не полностью изученное влияние на поведение действующих и проектируемых АЭС. Кроме того, имеющиеся инструментальные данные свидетельствуют о том, что значения максимального зарегистрированного при этих землетрясениях ускорения, не соответствуют большинству известных эмпирических функций, связывающих максимальное ускорение и сейсмическую интенсивность (в частности, функции, предлагаемой в шкале MSK-64).

В работе [2] приводится хорошо зарекомендовавшая себя в сейсмоактивных зонах формула для оценки амплитуды колебаний грунта в зависимости от магнитуды и расстояния (на расстояниях до 300 км от очага) для коровых землетрясений, пиковые значения ускорения грунта (*PGA*) которых превышали 50 см/с².

$$\lg PGA = 0,634 \cdot M_s - 1,92 \cdot \lg R + 1,076 \pm 0,18.$$
⁽¹⁾

В рамках настоящей работы мы ищем ответ на вопрос, справедливо ли применение эмпирического выражения (1) для оценки колебаний грунта от глубокофокусных Вранчских землетрясений в узком северо-восточном от очага секторе на расстояниях более 300 км (рис. 1). А также, насколько правомерна экстраполяция уровня сейсмических воздействий в сторону максимально возможной магнитуды землетрясения на основе статистического анализа незначительных по магнитуде событий.

Использованные материалы. В работе использовались записи землетрясений с магнитудой от 3,1 до 5,9 из очаговой зоны Вранча станциями KIEV и OBN сети IRIS, а также локальными сетями сейсмических станций, установленными в ближнем районе Курской и Нововоронежской АЭС. Кроме того, использовались значения *PGA*, спектры реакции и записи землетрясений Вранчской зоны, полученные Румынской сетью сейсмических станций (RO), доступные на сайте http://www.orfeus-eu.org/odc/navigator.html.

Вранчская сейсмическая зона (рис. 1) представляет собой компактную область, размеры которой не превышают 40 км по долготе и 90 км по широте. Очаги землетрясений концентрируются в зоне 26-27° с.ш., 45,4-45,9° в.д. и характеризуются подобием механизмов. Основная часть гипоцентров сильных землетрясений приурочена к интервалу глубин от 70 до 180 км.



Рис. 1. Положение очаговой зоны Вранча относительно регистрирующих сейсмических станций: 1 – очаговая зона Вранча; 2, 3 – станции румынской сети RO и сети IRIS соответственно; 4 – зоны современной активизации по [3]; 5 – границы зоны аномально высокого поглощения поперечных волн по [4]; 6 – границы области аномально высоких значений теплового потока по [5]; 7 – ось Карпатской аномалии электропроводности по [6]
Затухание сейсмических колебаний оценивалось между несколькими парами станций на трассе от очаговой зоны до станции OBN. Имея в виду, что *PGA* является функцией не только расстояния, но и магнитуды, рассчитывались отношения пиковых ускорений одних и тех же землетрясений, зарегистрированных каждой из пар станций.

Приращения *PGA* одних и тех же землетрясений, записанных двумя станциями, аппроксимировались для различных участков трассы следующей функцией:

$$\lg PGA_{i+1} = \lg PGA_i + k_i \cdot \lg \frac{R_{i+1}}{R_i},$$
(2)

где i – порядковый номер станции; k – коэффициент затухания *PGA* в интервале гипоцентральных расстояний от R_i до R_{i+1} .

Проделав эту операцию с несколькими парами станций румынской сети (RO) и станциями KIEV и OBN сети IRIS, и оценив эмпирические значения медиан каждой из выборок, были получены уравнения зависимости *PGA* от расстояния, решения которых в графическом виде показаны на рис. 2. Для расчета абсолютных значений *PGA* на графике мы приняли значение *PGA* на станции «Москва» (MOS) равным 0,28 см/с², а затухание между станциями OBN и MOS – соответствующим уравнению регрессии для участка KIEV-OBN.



Рис. 2. Аппроксимация экспериментальных значений PGA: 1 – графики решения уравнений (2); 2 – PGA землетрясения 30.08.1986 г., $M_w = 7,2$ (на станции MOS); 3 – PGA того же землетрясения, рассчитанные по уравнению (1); 4 – линия регрессии уравнения (1)

Как видно, полученная аппроксимация затухания PGA от умеренных землетрясений с расстоянием хорошо описывает затухание PGA и от сильного землетрясения 30.08.1986 г. с магнитудой около 7,0. Значение PGA на станции Москва составило 0,28 см/с², а PGA на станциях сети RO неплохо согласуются, например, с распределением значений PGA при этом землетрясении на территории Румынии [7].

Эти, пока предварительные, результаты позволяют надеяться на возможность использования данных статистического анализа большого числа незначительных по магнитуде Вранчских землетрясений для экстраполяции в сторону максимально возможной их магнитуды при оценке максимальных сейсмических воздействий.

Гипоцентральные расстояния от очагов Вранчской зоны до станций PLOR, TESR и IAS составляют соответственно 80-150 км, 90-180 км и 155-260 км. Как видно из рис. 2, на участке трассы PLOR-IAS колебания затухают очень слабо, а значения PGA, регистрируемые станцией TESR – аномально низкие. В то же время затухание PGA с расстоянием на участке трассы KIEV-OBN близко к таковому в выражении (1).

По свидетельству [3], уменьшение сейсмической интенсивности в северо-восточном направлении от Вранчской зоны, согласуется с уравнением макросейсмического поля со среднемировыми значениями коэффициентов:

$$I = 1,5 \cdot M - 3,5 \cdot \lg \left(R_e^2 + H^2\right)^{0,5} + 3,0,$$

где I – интенсивность (балл), M – магнитуда (M_s), R_e – эпицентральное расстояние (км), H – глубина очага (км).

Такое затухание интенсивности наблюдается вплоть до пересечения первой (Бельцской) зоны современной активизации (рис. 1), в недрах которой комплексом геофизических методов диагностирована астеносферная линза [3]. Она заметно увеличивает поглощение сейсмической энергии. Отметим, что эта линза выявлена и по методике картирования горизонтальных неоднородностей поля поглощения на основе анализа характеристик короткопериодной коды в промежуточной зоне эпицентральных расстояний [4]. Кровля поглощающей линзы по данным этого метода располагается на глубине около 80 км, ее границы также приведены на рис. 1.

Наряду с этим, к северо-западу от Вранчской зоны в направлении астеносферной области Паннонии, выявлено аномально сильное затухание сейсмических колебаний [5]. Максимальное уменьшение интенсивности сейсмических колебаний наблюдается в пределах узкой полосы, протягивающейся в направлении 300-315°. В этом направлении затухание превышает среднее в 2-10 раз. Кроме того, вблизи станций PLOR и TESR (рис. 1) по данным геофизических методов выявлена зона повышенной электропроводности и аномально высоких значений теплового потока [5-6]. Предполагается, что аномальная зона находится в интервале глубин 20-60 км. Глубинная астеносфера здесь дополняется коровыми зонами частичного плавления или флюидонасыщенными зонами, образовавшимися в процессе тепловой дегидратации. Ослабляющее влияние таких зон на интенсивность сотрясений поверхности при землетрясениях представляется весьма значительным [3].

Более двух десятков землетрясений из Вранчской зоны были зарегистрированы локальными сетями сейсмических станций, установленными в ближнем районе Курской и Нововоронежской АЭС. Представляется интересным, насколько разнятся расчетные и зарегистрированные значения PGA. На рис. 3 в качестве примера приведены значения PGA двух наиболее сильных землетрясений, зарегистрированных, в том числе, и станциями Курской локальной сети (KUR).





Можно заметить, что расчётные и фактические значения PGA – это величины одного порядка. Коэффициент при расстоянии (1,92) в уравнении (1), как видно, вполне удовлетворительно описывает затухание на трассе KIEV-OBN. То есть, рассмотренное уравнение (1), в принципе, может быть модифицировано для землетрясений из зоны Вранча и условий районов Курской и Нововоронежской АЭС путём добавления постоянного члена. Полученные в данной работе графики затухания PGA, совмещены до наилучшего совпадения с PGA, зарегистрированными станциями OBN, KUR и KIEV. Они еще лучше соответствуют реально заре-

гистрированным значениям PGA. И в будущем, при пополнении всех банков записей умеренных землетрясений Вранчской зоны, в том числе и локальными сетями в районах АЭС, возможна более точная оценка коэффициентов в уравнении затухания конкретно для этой зоны.

Экспериментальная зависимость PGA от магнитуды. Для анализа зависимости PGA от магнитуды были выбраны три интервала гипоцентральных расстояний. В первую выборку включены значения PGA землетрясений, зарегистрированных станциями сети RO (R = 80-315 км). Во вторую выборку попали значения PGA землетрясений, зарегистрированных станцией KIEV (R = 575-630 км). Наконец, в третью выборку – значения PGA, зарегистрированные станцией OBN (R = 1260-1320 км).

Разбив третью выборку на интервалы шириной 0,3 M_s , и определив медианные значения PGA для каждого из них, получили зависимость PGA от магнитуды. Эта зависимость, дополненная значениями PGA для наиболее сильных инструментально зарегистрированных сейсмостанцией «Москва» ($R \sim 1400-1500$ км) Вранчских землетрясений (табл. 1) показана на рис. 4. Там же приведены результаты расчета PGA землетрясений из табл. 1 по формуле (1). Очевидно удовлетворительное соответствие результатов статистического анализа PGA умеренных землетрясений и PGA сильных землетрясений, как рассчитанных по формуле (1), так и зарегистрированных.

Таблица 1

Дата	Время	Широта, °	Долгота,°	Глубина, км	Магнитуда	Тип магнитуды
30.08.1986	21:28:35.5	45,55	26,32	132	6,9	M_s
28.04.1999	8:47:55.49	45,46	26,18	155	5,4	$M_{\scriptscriptstyle W}$
24.05.2001	17:34:01	45,69	26,42	141	5,3	$M_{\scriptscriptstyle W}$
27.10.2004	20:34:36.8	45,79	26,62	95	5,9	$M_{\scriptscriptstyle W}$
18.06.2005	15:16:42.4	45,71	26,69	138	5,0	M_w

Параметры землетрясений Вранчской зоны



Рис. 4. Медианные в интервалах 0,3 M_s , значения PGA землетрясений Вранчской зоны, зарегистрированные станцией OBN сети IRIS (точки), значения *PGA* землетрясений из табл. 1, зарегистрированных сейсмостанцией MOS (крестики), и значения *PGA* тех же землетрясений, рассчитанные по формуле (1) (ромбы)

Эти результаты также свидетельствуют в пользу возможности экстраполяции уровня сейсмических воздействий от незначительных по магнитуде землетрясений в сторону максимально возможной их магнитуды. В таком случае можно ожидать, что амплитуда ускорения от Вранчского землетрясения с максимально возможной моментной магнитудой ($M_{\rm max}$) равной 7,8 на станциях OBN и MOS составит около 2,5 см/с².

Выводы. Полученная аппроксимация эмпирических данных несколькими функциями для конкретных участков трассы в северо-восточном азимуте от умеренных Вранчских землетрясений соответствует затуханию PGA реально зарегистрированных сильных землетрясе-

ний. В будущем, при пополнении всех банков записей землетрясений, и прежде всего записей землетрясений локальными сетями станций в районах АЭС, можно будет оценить коэффициенты уравнения затухания сейсмических колебаний непосредственно на пути из зоны Вранча до каждого из этих районов.

Пока, на этапе накопления записей землетрясений зоны Вранча, для оценки сейсмических воздействий предлагается использовать полученную ранее в [2] эмпирическую зависимость, а по мере накопления данных модифицировать ее путём добавления постоянного члена для конкретной очаговой зоны и конкретных условий районов АЭС.

Полученные результаты указывают также на возможность использования данных статистического анализа большого числа Вранчских землетрясений для экстраполяции в сторону максимально возможной их магнитуды для оценки максимальных сейсмических воздействий в районах действующих и проектируемых АЭС.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Друмя А. В., Степаненко Н. Я., Симонова Н. А. Сильнейшие землетрясения Карпатского региона в XVIII-XX веке // Buletinul Institutului de Geofizică și Geologie al AȘM. – 2006. – № 1. – Р. 37-64.
- 2. Аптикаев Ф. Ф. Инструментальная шкала сейсмической интенсивности. М. : Наука и образование, 2012. 176 с.
- 3. Гордиенко В. В. Глубинные процессы и сейсмичность // Геофизический журнал. 2014. Т. 36. № 1. С. 19-42
- 4. *Копничев Ю. Ф., Павлова О. В.* Поглощение короткопериодных поперечных волн в верхней мантии Украинского щита // Физика Земли. 1988. № 2. С. 10-16.
- 5. Гордиенко В. В., Гордиенко И. В., Завгородняя О. В., Ковачикова С., Логвинов И. М., Тарасов В. Н., Усенко О. В. Украинские Карпаты (геофизика, глубинные процессы). – Киев : Логос, 2011. – 128 с.
- 6. Рокитянский И. И., Бабак В. И., Терешин А. В. К исследованию глубины залегания Карпатской аномалии электропроводности // Геофизический журнал. 2014. Т. 36. № 3. С. 146-159.
- Lungu D., Arion C., Aldea A., Vacareanu R. Seismic hazard, vulnerability and risk for Vrancea events // International Symposium on Strong Vrancea Earthquakes and Risk Mitigation. Oct. 4-6, 2007 г. – Bucharest, Romania, 2007. – P. 291-306.

УДК 550.344

ВАРИАЦИИ СЕЙСМИЧНОСТИ ВБЛИЗИ ОЧАГОВОЙ ЗОНЫ ЧУЙСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ПО ДАННЫМ СЕТЕЙ ВРЕМЕННЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ СТАНЦИЙ

О. И. Аптикаева

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

Введение. При проведении эпицентральных наблюдений в очаговой зоне Чуйского землетрясения сетью временных сейсмических станций ИФЗ в стороне от основного облака афтершоков был выявлен компактный изометричный в плане и близвертикальный в разрезе кластер. [1].

Подобные явления наблюдались и в других сейсмоактивных районах, например, на Гармском прогностическом полигоне, где в течение более сорока лет существовал подобный кластер («столбообразное сейсмогенное тело»), в пределах которого преобладали механизмы срез-врез и близвертикальное удлинение [2]. Основываясь на результатах совместной интер-

претации геологических и сейсмологических данных, был сделан вывод о том, что общепринятое в рамках концепции тектоники плит субгоризонтальное сжатие не является определяющим в сейсмотектоническом деформировании земной коры в пределах Гармского полигона. Главная же роль отводится активному увеличению объема слоистых пород Таджикской депрессии в результате проникновения в пределы верхней коры глубинных флюидов, привносящих дополнительный минеральный материал, что обусловливает субгоризонтальные напряжения распора. В работе [3] представлены данные о том, что «столбообразные сейсмогенные тела» часто совпадают с зонами сильного затухания – «ослабленными» зонами, которым в свою очередь свойственна повышенная плотность очагов относительно глубоких («заглубленных») землетрясений.

После Чуйского землетрясения в его очаговой области периодически (в течение одного-двух месяцев) стали проводить детальные сейсмологические исследования сетями временных станций, которые регистрируют землетрясения с ML ≥ −1,5 и выше, при этом точность локализации очагов составляет порядка 2 км. Каталоги этих землетрясений, начиная с 2006 г., публикуются в ежегодниках «Землетрясения России…».

Появление новых детальных каталогов, полученных по данным временных сетей сейсмических станций, побудило автора продолжить анализ сейсмичности в выявленном кластере, а также заняться поиском иных похожих объектов (возможных локальных источников сейсмодеформаций) с тем, чтобы расширить спектр экспериментальных данных, на которых основаны существующие представления о динамике процессов в очаге Чуйского землетрясения.

Использованные материалы. Помимо каталога афтершоков Чуйского землетрясения (1578 событий), зарегистрированных в июне-августе 2004 г. в эпицентральной зоне сетью временных сейсмических станций ИФЗ [4], в данной работе использовались каталоги землетрясений Алтая и Саян за 2006-2013 гг., опубликованные в ежегоднике «Землетрясения России...», в том числе и каталоги сейсмологических наблюдений временными сетями сейсмических станций.

Для изучения поля поглощения в очаговой зоне Чуйского землетрясения привлекались записи землетрясений из этой зоны станцией KURK сети IRIS (гипоцентральные расстояния составляли 600-700 км).

Пространственные вариации сейсмичности в очаговой области Чуйского землетрясения. На рис. 1 упомянутый выше компактный кластер выделен овалом. Очаги составивших его событий находились на глубинах от 1 до 30 км.



Рис. 1. Пространственное распределение афтершоков Чуйского землетрясения, произошедших в июле-августе 2004 г. по данным сети временных сейсмических станций ИФЗ

Как видно, этот кластер оказался короткоживущим и в последовавшие за сильным землетрясением годы, по крайне мере, в те периоды, когда проводились детальные наблюдения за сейсмическим режимом в пределах очаговой области Чуйского землетрясения, он не проявлялся (рис. 2).

За период с января 2005 г. по июль 2011 г. (рис. 2) в рассматриваемом районе произошло только одно относительно сильное землетрясение (25.05.2006 г., $\varphi = 50,11^{\circ}$ N, $\lambda = 87,88^{\circ}$ E, K = 11,8). Примечательно, что связанный с ним сейсмический процесс начался серией относительно глубоких событий ($H \sim 16$ км). В то время как максимум распределения

событий, зарегистрированных с 19.05.2006 г. по 05.06 2006 г. в рассматриваемой области в целом, составил 7 км. Со временем же глубины очагов, локализованных вокруг главного эпицентра, стали заметно меньше (рис. 3), т. е. даже в случае весьма умеренного события наблюдался эффект постепенного «всплывания» очагов его афтершоков.

В период после Чуйского землетрясения сформировался новый кластер сейсмической активизации, он показан на рис. 2, *б*, *г*, *е*. Рис. 2, *и*, *к* демонстрирует, как события в нем распределены по глубине. Данный кластер также имеет форму «столбообразного сейсмогенного тела», а глубины сейсмических событий в нем находятся в пределах 1-30 км. Этот кластер просуществовал в течение более длительного периода, наиболее активно он проявился в 2007, 2009 и 2011 гг. Активизация этого кластера предшествовала одному из двух наиболее сильных за эти годы событий землетрясению 30.07.2012 г. с $M_L = 6,1$ (рис. 2, *е*, *ж*, *з*). Подготовка другого сильного землетрясения 24.01.2013 г. с $M_L = 6,0$ отмечена сейсмическим затишьем, «сейсмическая брешь» просуществовала в течение нескольких лет.



Рис. 2. Пространственное распределение событий, произошедших в 2006-2013 гг., вблизи эпицентральной зоны Чуйского землетрясения (по данным временных сейсмических станций)



Рис. 3. Глубины событий, произошедших с 19.05.2006 г. по 05.06.2006 г. вблизи эпицентральной зоны Чуйского землетрясения. Залитые кружки – события в пределах зоны, выделенной на рис. 2, *а* овалом

К сожалению, отсутствие в свободном доступе непрерывных данных детальных исследованиях сейсмичности в рассматриваемом районе, в частности, данных о глубинах событий, определенных с достаточной точностью, не позволяет говорить о том, как глубина событий, связанных с этими землетрясениями, варьирует во времени.

Поле поглощения в очаговой области Чуйского землетрясения. В работе [5] были приведены результаты изучения поля поглощения поперечных волн в очаговой зоне Чуйского землетрясения методом короткопериодной коды по афтершокам этого землетрясения. В предлагаемой работе пространственное распределение поля поглощения в сейсмогенной зоне Чуйского землетрясения дополнено данными, полученными при совместном изучении поля поглощения по соотношению уровней амплитуд волн Lg и Pg, а также Sn и Pn умеренных (M_L=3,0-5,0) землетрясений, зарегистрированных удаленными станциями, а также данными, полученными методом короткопериодной Lg-коды [6-7].

Первый метод ориентирован на выявление аномалий поглощения в коре и верхах мантии в районе очагов регистрируемых событий. При регистрации волн Lg и Pg (Sn и Pn) станцией KURK основной вклад в вариации соотношения уровней амплитуд дают особенности строения земной коры (верхней мантии) в районах эпицентров землетрясений.

В рамках метода короткопериодной Lg-коды особенности строения разреза в сейсмогенных зонах проявляются в том, что огибающие Lg-коды землетрясений из этой зоны, записанные одной и той же удаленной станцией, спадают по-разному. Диапазон огибающих землетрясений из данной очаговой зоны демонстрирует рис. 4. Отметим, что в целом колебания в Lg-коде землетрясений из очаговой зоны Чуйского землетрясения, записанных станцией KURK в 2011-2012 гг., затухают довольно быстро. При этом максимальный контраст затухания огибающих Lg-коды невелик. Он составляет не более 0.2 единиц логарифма, что не противоречит выводу, сделанному в [5] о том, что контраст поля поглощения в очаговой зоне Чуйского землетрясения заметно меньше, чем в районах с высокой сейсмической активностью.





Выборки параметров Lg/Pg и Sn/Pn были разбиты на три группы с низкими, промежуточными и высокими значениями. Семейство огибающих коды землетрясений по записям станции KURK также было разбито на две группы – с относительно сильным и относительно слабым затуханием.

Эпицентры землетрясений, которые характеризуются различными параметрами затухания, дифференцированы в пространстве (рис. 5). Большинство рассмотренных событий относятся к ослабленной зоне, для которой характерно сильное поглощение поперечных волн, эта зона прорисована наиболее отчетливо. Оказалось, что схемы пространственного распределения поля поглощения, построенные по параметрам Lg/Pg и Sn/Pn, практически повторяют друг друга. Это значит, что зоны сильного и слабого поглощения прослеживаются не только в коре, но и верхней мантии. Аналогичная картина поля поглощения поперечных волн получена и по методу короткопериодной Lg-коды, поэтому на рис. 5 показаны результаты их совместного анализа. Здесь же приведены эпицентры «заглубленных» событий (с очагами глубже 18 км) и положение эпицентров, рассмотренных в работе сильных землетрясений. Как видно, существует пространственная приуроченность событий с «заглубленными» очагами, т.к. их локализация за период с 2004 г. по 2013 гг. не изменилась. Как правило, землетрясения с «заглубленными» очагами тяготеют к выявленным ослабленным зонам. К сожалению, данные о поле поглощения на востоке-северо-востоке очаговой области, где наблюдаются замлетные скопления «заглубленных» событий, пока отсутствуют. Эпицентры наиболее сильных землетрясений относятся к местам наибольшего контраста поглощения.



Рис. 5. Эпицентры рассматриваемых землетрясений за период с 2003 по 2013 гг. в районе очага Чуйского землетрясения. 1 – эпицентры событий (1-2003 – 27.09.2003 *c*., $t_0=11:33:25$, $\varphi=50,03$, $\lambda=87,97$. $K=17,0; 2-2003 - 27.09.2003 e., t_0=18:52:51,$ $\lambda = 87.80$, $\phi = 50.23$, *K*=15,9; 3-2003 01.10.2003 c., $t_0=01:03:27$, $\varphi=50,18$, $\lambda=87,71$, K=16,4; 25.05.2006 *e*., $t_0=11:49:18$, $\varphi=50,11$, $\lambda = 87,88, K = 11,8; 30.07.2012 c., t_0 = 22:30:43,$ ML=6,1; 24.01.2013 г., $\phi = 50.50$. $\lambda = 87.1.$ $t_0=07:35:35, \quad \varphi=49,86, \quad \lambda=87,67, \quad ML=6,0);$ 2 – кластер 2004 г.; 3 – линейная зона сильного поглощения из работы [5], дополненная данными настоящей работы; 4, 5 – повышенное поглощение по параметрам Sn/Pn и Lg/Pg соответственно; 6 – максимальное затуханию поглощение no Lg-коды; 7, 8 – эпицентры событий с глубиной очага Н≥18 км за 2004 г. и 2012-2013 гг. соответственно

Обсуждение результатов. Имеющиеся к моменту написания работы [5] экспериментальные данные указывали на существование вокруг очаговой зоны Чуйского землетрясения условий для реализации сценария сильного землетрясения, сопровождающегося перестройкой флюидного поля в земной коре. Этот процесс распространялся снизу-вверх, стягиваясь к очаговой области сильного землетрясения, где в это время в сформировавшемся консолидированном добротном блоке большой вертикальной протяженности наблюдается сейсмическое затишье. В афтершоковый период консолидированный блок насыщался флюидами, поступающими из подстилающей флюидонасыщенной области, а также из смежных ослабленных зон с повышенной флюидонасыщенностью. Очевидно, что представленные в предлагаемой работе данные не противоречат этим выводам.

То же относится и к выводам о существовании взаимной обусловленности тектонических землетрясений и крупномасштабных изменений атмосферного давления [5]. В одних случаях местные возмущения барического поля следуют за местными сейсмическими событиями. Возмущение началось в литосфере (где оно прослеживалось по глубинам очагов землетрясений), распространившись в атмосферу, оно выразилось в устойчивых аномалиях барического поля. В других случаях региональные возмущения барического поля предшествовали сейсмическим событиям регионального масштаба. В данной работе анализ изменений атмосферного давления был продолжен.



Рис. 6. Сильнейшие землетрясения Алтая за период 2000-2013 гг. (1), ближайшие к очаговой зоне Чуйского землетрясения события с $K \ge 11,6$ (2), метеостанции (3)

Как видно из рис. 6-7, продолжительные периоды синхронных вариаций атмосферного давления на метеостанциях Алтая Турочак и Чемал сменяются периодами рассогласованного их поведения. При этом наиболее заметные аномалии совпадают с сильнейшими сейсмическими событиям (с M > 6), которые произошли за этот период в регионе Алтая и смежных с ним районах. В эту картину хорошо вписались и немногочисленные события 2006-2007 гг. Эти существенно более слабые события связаны с менее продолжительными аномалиями барического поля меньших амплитуд.



Рис. 7. Аномалии скользящего коэффициента корреляции рядов атмосферного давления на метеостанциях Турочак и Чемал. Окно анализа составляет 5 % от длины ряда. Стрелками отмечены моменты возникновения сейсмических событий

Выводы. Представленные в работе данные не противоречат сделанным ранее выводам о связи сейсмичности с неоднородностями строения поля поглощения в очаговой области Чуйского землетрясения. Кроме того, они подтверждают сделанные ранее предположения о возможном участии «флюидного» фактора в сценарии землетрясений вблизи эпицентральной области Чуйского землетрясения.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Шевченко В. И., Арефьев С. С., Лукк А. А. Близвертикальные скопления очагов землетрясений не связанные с тектонической структурой земной коры // Физика Земли. – 2011. – № 4. – С. 16-38.
- 2. Лукк А. А. Слой неустойчивой деформации аналог волновода на глубинах 12-20 км в земной коре Таджикской депрессии // Физика Земли. 2011. № 4. С. 39-57.
- 3. *Аптикаева О. И.* Вариации блоковой структуры и сейсмичности Гармского района на фоне неравномерности вращения Земли // Вопр. инж. сейсмологии. 2012. № 4. С. 55-65.

- 4. Арефьев С. С., Аптекман Ж. Я., Быкова В. В., Матвеев И. В., Михин А. Г., Молотков С. Г., Плетнев К. Г. Погребченко В. В. Очаг и афтершоки Алтайского (Чуйского) землетрясения 2003 года // Физика земли. – 2006. – № 2. – С. 85-98.
- 5. Аптикаева О. И. Поле поглощения очаговой области Алтайского землетрясения 2003 г. по огибающим коды афтершоков // Вопросы инж. сейсмологии. 2014. № 4. С. 57-67.
- 6. *Каазик П. Б., Копничев Ю. Ф.* Аномальные огибающие коды Lg и их интерпретация на основе горизонтально неоднородной по поглощению модели среды// Вулканология и сейсмология. 1986. № 5. С. 64-74.
- 7. *Копничев Ю. Ф., Соколова И. Н.* Картирование поля поглощения поперечных волн в земной коре и верхах мантии Алтая // Вестник НЯЦ РК. 2010. № 1. С. 93-98.

УДК 550.344

ПОЛЕ ПОГЛОЩЕНИЯ ПОПЕРЕЧНЫХ ВОЛН И СЕЙСМИЧНОСТЬ В СЕЙСМОГЕННОЙ ЗОНЕ ТУВИНСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ 2011-2012 гг.

О. И. Аптикаева

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

Введение. В работе представлены предварительные результаты изучения поля поглощения в сейсмогенной зоне Тувинских землетрясений 2011-2012 гг. методами, основанными на затухании колебаний поперечных волн.

Использованные материалыи методы исследования. В работе использовались каталоги землетрясений Алтая и Саян за 2006-2013 гг., опубликованные в ежегоднике «Землетрясения России...», в том числе и каталоги, полученные с помощью сейсмологических наблюдений временными сетями сейсмических станций, а также записи афтершоков Тувинских землетрясений 2011-2012 гг. станцией Талая (TLY) сети IRIS.

Области высокого содержания флюидов в земной коре и верхах мантии могут быть обнаружены по характеристикам поля поглощения короткопериодных поперечных волн, наиболее чувствительных к присутствию жидкой фазы. Пространственное распределение поля поглощения в сейсмогенной зоне Тувинских землетрясений 2011-2012 гг. получено в результате совместного изучения поглощения вблизи очагов умеренных землетрясений по соотношению уровней амплитуд волн Lg и Pg (далее параметр Lg/Pg) и методом короткопериодной Lg-коды землетрясений, зарегистрированных станцией TLY. Основы этих методов подробно описаны в работах [1-2].

Первый метод ориентирован на выявление аномалий поглощения в коре и верхах мантии. При регистрации волн Lg и Pg станцией TLY основной вклад в вариации соотношения уровней амплитуд дают особенности строения земной коры в районе очагов землетрясений. Выборка параметра Lg/Pg была разбита на две группы, соответствующие пониженному и повышенному поглощению.

В рамках метода короткопериодной Lg-коды пространственные вариации поля поглощения в сейсмогенных зонах проявляются в наличии широкого спектра огибающих землетрясений из этой зоны, записанных одной и той же станцией, в данном случае станцией TLY сети IRIS, которая удалена от изучаемой зоны на расстояние ~500 км.

Пространственные вариации поля поглощения поперечных волн в очаговых зонах Тувинских землетрясений 2011 и 2012 гг. На рис. 1 приведены огибающие короткопериодной (на частоте 1 Гц) Lg-коды Тувинских землетрясений 27.12.2011 г. K = 16,2 и 26.02.2012 г. K = 15,7. Огибающие Lg-коды остальных рассмотренных землетрясений близки либо к первой, либо ко второй. Как видно из рис. 1, для очаговой зоны Тувинских землетрясений 2011-2012 гг. максимальный контраст затухания огибающих Lg-коды событий, записанных станцией TLY, на временах порядка 250 с достигает 0,6 единиц логарифма.

Семейство огибающих Lg-коды землетрясений по записям станции TLY было разбито на две группы – с относительно сильным и относительно слабым поглощением.

Схемы пространственного распределения поля поглощения, построенные по параметру Lg/Pg и по методу короткопериодной Lg-коды практически повторяют друг друга, поэтому на рисунке показаны результаты их совместного анализа. Как видно из рис. 2, эпицентры землетрясений, которые характеризуются различными параметрами поглощения дифференцированы в пространстве. При этом, зона сильного поглощения практически охватывает изометричный в плане слабо поглощающий блок.

Для окрестностей эпицентра землетрясения 2011 г. характерны повышенное поглощение поперечных волн как в коре, так и в верхней мантии (рис. 1). Поглощение поперечных волн коре и мантии очаговой области землетрясения 2012 г. заметно меньше. Из рис. 2 следует, что очаг землетрясения 2011 г. относится к области сильного поглощения, а землетрясения 2012 г. – к зоне максимального контраста поглощения. К зонам сильного поглощения поперечных волн, которые интерпретируются нами как ослабленные зоны с повышенной флюидонасыщенностью, приурочены выявленные при полевых сейсмогеологических исследованиях [3] сейсморазрывы (рис. 2).



Рис. 1. Огибающие Lg-коды Тувинских землетрясений 2011 и 2012 гг. на частоте 1 Гц, записанных станцией TLY



Рис. 2. Распределение эпицентров землетрясений из очаговых областей Тувинских землетрясений 2011 и 2012 гг., рассмотренных в работе: 1, 2 –соответственно сильное и слабое затухание; 3 – сейсморазрывы по [3]

Отметим, что подвижка в случае землетрясения 2011 г. имела преимущественно сдвиговую кинематику, а при землетрясении 2012 г. она интерпретируется как взброс с компонентой сдвига [3]. А также, что при сдвигах формируются локальные зоны растяжения, в которых в основном и происходит подъем мантийных флюидов, тогда как, при условии соизмеримости энергий в областях сжатия, с которыми связаны взбросы и надвиги, проницаемость пород (а значит и флюидонасыщенность) должна быть значительно меньше, чем при сдвигах [4]. Из сказанного следует, что, даже несмотря на небольшой объем использованных данных, полученное распределение поля поглощения представляется вполне правдоподобным.

В работе [Аптикаева, 2014] были перечислены некоторые признаки наличия в некоей сейсмически активной области локальных источников сейсмодеформаций. Это, как правило, ослабленные зоны, с широким спектром глубин очагов, но с повышенным (по сравнению с окружающими их районами) числом «заглубленных» событий и механизмами близвертикального удлинения.

В последние годы в разных сейсмоактивных зонах Алтая и Саян периодически (в течение одного-двух месяцев) стали проводить детальные сейсмологические исследования сетью временных сейсмических станций, которые регистрируют землетрясения с точностью локализации очагов порядка 2 км. По результатам этих исследований можно судить о пространственном распределении сейсмичности и, прежде всего, о вариациях глубины очагов слабых землетрясений.

На рис. 3 показано распределение эпицентров афтершоков землетрясения 26.02.2012 г. K = 15,7 с глубинами очагов $H \ge 32$ км при медианном значении глубин событий 18 км). Очевидно, что эпицентры «заглубленных» событий тяготеют к ослабленным зонам с повышенной флюидонасыщенностью. Примечательно, что в ряде случаев здесь же обнаружены следы сейсмовыбросов, излияний и выдавливания обводнённого песка из трещин [3].





Рассмотрим временные вариации глубин очагов афтершоков землетрясения 26.02.2012 г. K = 15,7 (рис. 4). Здесь наблюдается чередование периодов, в течение которых преобладают то «заглубленные», то «мелкие» события. При этом «заглубленные» события в большинстве своем локализованы в линейных ослабленных флюидонасыщенных зонах. Если за начало каждого такого цикла принять период «заглубленной» сейсмичности, то можно предполагать, что процесс миграции очагов слабых землетрясений вверх сопровождается изменением флюидного поля, происходит насыщение флюидами как самой ослабленной зоны, так и смежного добротного блока, что способствует его деконсолидации, а также облегчает относительное перемещение образовавшихся субблоков.



Рис. 4. Временной ряд глубин очагов афтершоков землетрясения 26.02.2012 г. К = 15,7

Полученные данные указывают на возможность существование вблизи очаговой зоны Тувинских землетрясений условий для реализации сценария сильного землетрясения, сопровождающегося перестройкой флюидного поля в земной коре, подобно описанному в [5] для Чуйского землетрясения. Процесс, распространяясь снизу-вверх, стягивался к очаговой области сильного землетрясения, где к этому времени сформировался консолидированный добротный блок. В афтершоковый период консолидированный блок насыщался флюидами, поступающими из подстилающей флюидонасыщенной области, а также из смежных ослабленных зон с повышенной флюидонасыщенностью. Очевидно, что представленные в предлагаемой работе данные не противоречат этим выводам.

В работе [6] приводятся зоны с преобладающим механизмом близвертикального удлинения, выделенные на территории Алтая и Саян. Одна из них совпадает с рассматриваемой в данной работе эпицентральной зоной Тувинских землетрясений. Таким образом, в сейсмогенной зоне Тувинских землетрясений наблюдаются признаки наличия локальных источников сейсмодеформаций (подобные таковым в очаговой зоне Чуйского землетрясенияи в других сейсмоактивных районах), где в результате проникновения в пределы верхней коры глубинных флюидов, привносящих дополнительный минеральный материал, объем слоистых пород увеличивается, в результате чего возникают субгоризонтальные напряжения распора.

Возмущение барического поля вблизи эпицентральной зоны Тувинских землетрясений. В зоне Тувинских землетрясений, так же как в эпицентральной зоне Чуйского землетрясения, получены некоторые результаты, свидетельствующие о взаимной обусловленности тектонических землетрясений и крупномасштабных изменений атмосферного давления.

В работе [7] продемонстрировано, как продолжительные периоды синхронных вариаций атмосферного давления на метеостанциях Алтая сменяются периодами рассогласованного их поведения, при этом последние совпадают с периодами реализации сильных землетрясений.

Результаты аналогичного анализа вариаций атмосферного давления на метеостанциях Тувы приведены на рис. 5-6.

Как видно из рисунков, все барические возмущения атмосферы в рассматриваемом районе предшествуют сейсмическим событиям. Аналогичные взаимосвязи описаны в работе [8], где отмечается, что «при условии подготовки литосферы (накоплению в блоках значительной энергии) барические фронты атмосферы, как правило, инициируют разрядку накопленных напряжений».



Рис. 5. Сильнейшие землетрясения Тувы за период 2011-2015 гг. (1), метеостанции (2)

Рис. 6. Аномалии скользящего коэффициента корреляции рядов атмосферного давления на метеостанциях Тоора-Хем и Кызыл. Окно анализа составляет 5 % от длины ряда. Рисками отмечены моменты возникновения сейсмических событий с рис. 5

В работе [9] приведены результаты исследований литосферно-ионосферных взаимодействий на примере изучения отклика вариаций полного электронного содержания (ПЭВ) с периодом около 10 мин, которые наблюдались на расстояниях 500-800 км от эпицентров, на Тувинские землетрясения. На основе этих исследований, а также исследований других авторов, сделан вывод, что существует некий энергетический порог, который должен быть преодолен, для осуществления литосферно-ионосферного взаимодействия. Сейсмической энергии землетрясений с магнитудой более 7,0 оказывается достаточно для возбуждения акустических волн, способных проникнуть на высоты ионосферы и вызвать возмущение ПЭВ, различимые на уровне фоновых флуктуаций. Амплитуды отклика вариаций ПЭВ на более слабые события, к которым относятся и Тувинские землетрясения, невелики и могут остаться незамеченными.

По нашим данным барические возмущения атмосферы, предшествующие Тувинским землетрясениям, вполне различимы на фоне соответствующих флуктуаций.

Выводы. Поле поглощения очаговой области Тувинских землетрясений неоднородно и включает в себя изометричный в плане добротный блок и охватывающую его зону сильного поглощения. Очаг землетрясения 2011 г. локализован в области сильного поглощения, а землетрясения 2012 г. – в месте наибольшего контраста поглощения. Выходы разрывов главных толчков на поверхность приурочены к зоне сильного поглощения. В сейсмогенной зоне Тувинских землетрясений выявлены признаки наличия локальных источников сейсмодеформаций, где в результате проникновения в пределы верхней коры глубинных флюидов, привносящих дополнительный минеральный материал, объем слоистых пород увеличивается, в результате чего возникают субгоризонтальные напряжения распора. В этой связи при реализации Тувинских землетрясений не исключается наличие «флюидного» фактора.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Каазик П. Б., Копничев Ю. Ф.* Аномальные огибающие коды Lg и их интерпретация на основе горизонтально неоднородной по поглощению модели среды // Вулканология и сейсмология. 1986. № 5. С. 64-74.
- 2. *Копничев Ю. Ф., Соколова И. Н.* Картирование поля поглощения поперечных волн в земной коре и верхах мантии Алтая // Вестник НЯЦ РК. 2010. № 1. С. 93-98.
- 3. Овсюченко А. Н., Рогожин Е. А., Мараханов А. В., Кужугет К. С., Бутанаев Ю. В., Ларьков А. С., Новиков С. С. Результаты полевых сейсмогеологических исследований Тувинских землетрясений 2011-2012 гг. Тувинские землетрясения 2011-2012 гг. // Напряжённое состояние сейсмоопасных зон Тувы : оценка сейсмической безопасности на основе сейсмологических исследований и данных сети сейсмических станций : Материалы научного совещания по базовому проекту ТувИКОПР СО РАН VIII. 78.1.4 (15-17 апреля 2014 г., Кызыл, Россия). – Кызыл : ТувИКОПР СО РАН, 2014. – С. 57-78.
- 4. Butler R., Lay T., Creager K. et al. The Global seismographic network surpasses its design goal // Eos, Transactions, AGU. 2004. Vol. 85. № 23. P. 225-229.
- 5. Аптикаева О. И. Поле поглощения очаговой области Алтайского землетрясения 2003 г. по огибающим коды афтершоков // Вопросы инж. сейсмологии. 2014. № 4. С. 57-67.
- 6. Жалковский Н. Д., Кучай О. А., Мучная В. И. Сейсмичность и некоторые характеристики напряженного состояния земной коры Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. – 1995. – Т. 36 (10). – С. 20-30.
- 7. Аптикаева О. И. Вариации сейсмичности вблизи очаговой зоны Чуйского землетрясения по данным сетей временных сейсмических станций (настоящее издание).
- Уткин В. И., Юрков А. К. Изгибовая деформационная модель процессов подготовки тектонического землетрясения и роль солнечно-земных связей // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными : Материалы XIV международной конференции. – Петрозаводск : КарНЦ РАН, 2008. – Ч. 2. – С. 276-279.
- Перевалова Н. П., Жупитяева А. С., Воейков С. В., Астафьева Э. И., Саньков В. А. Отклик ионосферы на Тувинские землетрясения 27 декабря 2011 г. и 26 февраля 2012 г. // Солнечно-земная физика : сб. научных трудов. Институт солнечно-земной физики СО РАН. – 2013. – Вып. 22. – С. 47-49.

СЕЙСМИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ НА КОЛЬСКОМ ПОЛИГОНЕ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ЛОКАЛЬНОЙ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКОЙ СЕТИ

Ф. О. Аракелян¹, В. В. Недядько^{1,2}, Е. В. Лаврик^{1,2}, В. А. Ракитов²

¹ ООО «Атомсейсмоизыскания», г. Москва, Россия; ² Филиал АО «ВНИИГеофизика»-Центр «ГЕОН», г. Москва, Россия

В настоящей статье приводятся результаты сейсмического мониторинга на Кольском полигоне в период с 2013 г. по 2016 г., осуществляемого ООО «Атомсейсмоизыскания» в Мурманской области севернее г. Кандалакши с целью определения наличия (или отсутствия) современной местной сейсмичности и уточнения параметров сейсмической активности геоструктур.

Полевые сейсмологические наблюдения проводились локальной сетью, включающей в себя семь пунктов наблюдений на площади 30×40 км (рис. 1). Реализованная конфигурация локальной сети и использованная цифровая аппаратура (РСС Дельта-Геон) обеспечили регистрацию с высокой точностью слабых (начиная с минимальной магнитуды M = 1,0) сейсмических событий, что позволило оценить пространственное распределение их очагов в ближней зоне полигона.



Рис. 1. Обзорная схема района работ. Условные обозначения: 1 – пункты наблюдения ГСЗ-МОВЗ по профилям: а) Толстик-Хибины, б) Кандалакша-Сосновец; 2 – участок сводного профиля Оленегорск-Апатиты-Кандалакша по данным МОГТ и МОВЗ; 3 – пункты наблюдения локальной сети Кольского полигона; 4 – населенные пункты; 5 – очаги землетрясений: а) с M > 3 по данным каталогов, б) зарегистрированных локальной сетью

В результате выполненных работ получен большой объем непрерывной сейсмической информации, в т. ч. записи сигналов от далеких и близких землетрясений, взрывов из карьеров и микросейсмического шума. Общий каталог зарегистрированных и идентифицированных событий включает 202 далеких, 5 близких (в 300-км зоне), 2 локальных землетрясения и 1115 взрывов из карьеров.

Эпицентры зарегистрированных близких событий центральной части Кольского полуострова с $K \le 11$, связанных, в основном, с разработками полезных ископаемых в Хибинском и Ловозерском массивах, располагаются в восточном секторе полигона на расстоянии 60 до 100 км. Одним из последних сильных землетрясений из этой зоны является событие с магнитудой M = 4,6, произошедшее в Ловозерском массиве 17.08.1999 г., $t_0 = 04:44:36$ на глубине 10 км. Для Кандалакшской сейсмогенной зоны известны и изучены сравнительно сильные исторические землетрясения до 6 баллов [1]. Эпицентры землетрясений по данным опубликованных источников с M > 3 [2-3], а также местных событий, зарегистрированных локальной сетью, вынесены на обзорную схему района работ (рис. 1).

Пунктами наблюдений Кольского полигона было зарегистрировано два локальных землетрясения (ошибка определения составляет 2-3 % в пределах конфигурации сети). Землетрясение 28.02.2016 г., $t_0 = 17:48:09$, широта 67,13°, долгота 31,81°, магнитуда 2,1, очаг которого находится к юго-западу от полигона в Кандалакшской сейсмогенной зоне на глубине около 25 км. Землетрясение 03.04.2016 г., $t_0 = 00:04:27$, широта 67,60°, долгота 32,05°, магнитуда 1,2, глубина очага составляет 8 км (рис. 2). Очаг этого события располагается к северозападу от полигона в Кандалакшско-Варангерской сейсмогенной зоне.



Рис. 2. Пример записи станциями локальной сети землетрясения 03.04.2016 г., *t*₀ = 0:04:27, *M* = 1,2 с эпицентром в Кандалакшско-Варангерской сейсмогенной зоне

Известно, что контроль сейсмической опасности возможен только при установлении связи особенностей глубинного строения территории с проявлением сейсмической активности как сильных, так и слабых землетрясений [4]. В 1995-1999 гг. силами предприятий Центр «ГЕОН» и УГГП «Спецгеофизика» (ныне филиалы АО «ВНИИГеофизика») были выполнены сейсмические работы методами МОГТ, ГСЗ, МОВЗ на опорном профиле 1-ЕВ. Результаты комплексной интерпретации в виде геолого-геофизической модели земной коры северо-восточной части Балтийского щита опубликованы в работах [5-6]. Глубинный разрез верхней коры по данным МОГТ на участке Апатиты–Кандалакша опорного профиля 1-ЕВ был достроен на всю мощность земной коры по обменным волнам, выделенных на записях далеких землетрясений пунктов наблюдения Кольского полигона по методике [5].

На сводном сейсмическом разрезе земной коры вдоль линии Оленегорск–Апатиты– Кандалакша (рис. 3) показаны проекции очагов землетрясений как из опубликованных каталогов с M > 3, так и зарегистрированных локальной сетью. Как видно из рисунка, в верхней части разреза до глубины 10 км в пределах Центрально-Кольского блока отмечается большое количество очагов близких землетрясений, приуроченных к слою пониженных скоростей и зонам активных разломов.



Рис. 3. Глубинный сейсмический разрез земной коры северо-восточной части Балтийского щита вдольпрофиля Оленегорск–Хибины–Кандалакша по данным ГСЗ, МОГТ и МОВЗ. Условные обозначения: 1 – поверхность Мохо; 2 – внутрикоровые границы по данным ГСЗ и МОВЗ; 3 – сейсмические границы: a) по данным МОГТ, b) условные границы; 4 – разрывные нарушения; 5 – пункты локальной сети; 6 – скорости P и S-волн; 7 – очаги землетрясений с M > 3 по данным каталогов; 8 – очаги землетрясений, зарегистрированные локальной сетью

Далее на юг в верхней части разреза Беломорского блока располагается группа очагов близких землетрясений, приуроченных к Кандалакшской сейсмогенной зоне, что может свидетельствовать о ее современной активизации.

С целью уточнения параметров геодинамической активности структур района расположения полигона были записи микросейсмического изучены шума в ночное время. Пространственное распределение осредненных значений максимальных амплитуд спектров микросейсмического шума широтного направления (Укомпонента) в частотном диапазоне 1-20 Гц показано на рис. 4. Распределение параметров микросей-



Рис. 4. Пространственное распределение максимумов спектров горизонтальной У-компоненты микросейсмического шума в диапазоне частот 1-20 Гц

смического шума указывает на их повышенную интенсивность в районе пункта наблюдения № 2, прилегающего к Кандалакшской сейсмогенной зоне.

Суммируя изложенное выше, можно сделать следующие выводы.

- Активизация в последнее десятилетие Кандалакшско-Варангерской сейсмогенной зоны свидетельствует в пользу наличия естественных факторов, контролирующих пространственную структуру слабой сейсмичности. На это же указывают геологические данные по реконструкции палеосейсмодислокаций на Кольском полуострове, которые указывают на проявление здесь в последние 10000 лет сильных (до 7-8 баллов) землетрясений [7]. По всей вероятности, пространственно-временные вариации сейсмической активности на севере Балтийского щита обусловлены волновыми деформационными процессами в земной коре, обеспечивающими поддержание флюидно-динамического равновесия в реологически неоднородной литосферной оболочке согласно сейсмотектонической модели Ф. Н. Юдахина [8].
- Подтверждено наличие современной сейсмичности техногенного характера в районе Хибинского и Ловозерского массивов. Очаги близких землетрясений, выделенных в пределах Центрально-Кольского блока, приурочены к слою пониженных скоростей в верхней коре и зонам активных разломов.
- 3. Пространственное распределение осредненных значений максимальных амплитуд спектров микросейсмического фона в диапазонах частот 1-20 Гц широтного направления (*Y* компонента) указывает на повышенную интенсивность микросейсмического шума в районе пункта наблюдения, прилегающего к Кандалакшской сейсмогенной зоне.
- 4. По установленным параметрам сейсмической активности геоструктур (повышенная интенсивность микросейсмического шума, регистрация местных землетрясений) предполагается возможность современной активизации Кандалакшской сейсмоактивной зоны. С учетом изложенного предлагается продолжение сейсмического мониторинга на Кольском полигоне со сгущением пунктов наблюдения локальной сети в западной части ближней зоны.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы / Под ред. Н. В. Шарова, А. А. Маловичко, Ю. К. Щукина. – Петрозаводск : КНЦ РАН, 2007. – 381 с.
- 2. Баранов С. В., Виноградов А. Н., Николаева С. Б. и др. Сейсмичность Кольского полуострова по инструментальным данным // Материалы Шестой международной сейсмологической школы. – Обнинск : ГС РАН, 2011. – С.47-51.
- 3. *Сборники* Землетрясения России в 2011, 2012, 2013 гг. / Гл. ред. А. А. Маловичко. Обнинск : ГС РАН.
- 4. *Аракелян* Ф. О. Методика и результаты исследований сейсмической опасности площадок АЭС. – Ереван : Егея, 2009. – 108 с.
- 5. *Сейсмогеологическая* модель литосферы Северной Европы : Баренц-регион / Под ред. Ф. П. Митрофанова, Н. В. Шарова. – Апатиты : КНЦ РАН, 1997. – Ч. І. – 237 с.
- 6. Ясюлевич Н. Н., Золотов Е. Е., Ракитов В. А., Недядько В. В. и др. Сейсмогеологический разрез земной коры Северной Карелии по профилю 1-ЕВ // Третьи геофизические чтения им. В. В. Федынского. – М. : Научный мир, 2001. – С. 60-63.
- 7. Современная динамика литосферы континентов. Методы изучения. М.: Недра, 1989. 278 с.
- Юдахин Ф. Н. О природе геодинамических процессов в Фенноскандии // Глубинное строение и геодинамика Фенноскандии, окраинных и внутриплатформенных транзитных зон : Материалы международной конференции. Петрозаводск : КарНЦ РАН, 2002. С. 171-174.

СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ ПЛОЩАДКИ СТРОИТЕЛЬСТВА БЕЛОРУССКОЙ АЭС

Т. И. Аронова, Р. Р. Сероглазов, В. А. Аронов

Центр геофизического мониторинга Национальной академии наук Беларуси, г. Минск, Республика Беларусь

Введение. В настоящее время накоплен большой международный опыт в области строительства АЭС, который позволил выработать основные базовые принципы и критерии обеспечения безопасности размещения АЭС, регламентируемые требованиями и рекомендациями международных и национальных нормативных документов [1-8]. Вместе с тем практика показывает, что такой опыт не может быть автоматически, без соответствующей корректировки, перенесен из одного региона в другой, так как сейсмотектонические условия и геодинамические факторы для различных районов существенно различаются и обусловлены спецификой их геологического развития.

Выполненная работа базируется на следующих разработках: методика построения и организации локальной сети сейсмических наблюдений; методы интерпретации геологогеофизической информации; регистрация событий локальной сетью в районе расположения АЭС; анализ волновой картины для сейсмических событий, комплексная методика по применению существующих современных научных подходов для оценки степени сейсмической опасности при строительстве АЭС.

Режимные инструментальные сейсмологические наблюдения основываются на совокупности программно-технических средств и методов исследований, используемых практически во всех сейсмологических и сейсмотектонических приложениях. Результаты обработки инструментальных сейсмологических наблюдений направлены на принятие проектных решений, влияющих на сейсмическую безопасность функционирования АЭС.

К основным задачам сейсмологических работ при строительстве Белорусской АЭС относятся: обеспечение высококачественной непрерывной регистрации далеких, региональных, местных (локальных) землетрясений в широком частотном и динамическом диапазонах и определение их основных параметров; регистрация техногенных событий (взрывов); практическая реализация необходимых исследований по оценке сейсмической опасности для района размещения площадки АЭС.

Сейсмичность региона и ближнего района. Район расположения площадки Белорусской АЭС относится к Белорусско-Балтийскому сейсмотектоническому региону. Рассматриваемый регион характеризуется относительно слабой сейсмические события. В условиях слабой сейсмичности, а, также учитывая позднее развитие инструментальных сейсмометрических наблюдений, большое значение в изучении региональной сейсмичности западной части Восточно-Европейской платформы (ВЕП) несет информация об исторических землетрясениях [9]. Землетрясения западной части ВЕП приурочены к определенным наиболее активным в сейсмическом отношении зонам разломов или к зонам их пересечения. Современная сейсмическая активность центральной части региона ниже, чем в северной окраинной части. Глубинные разломы, пассивные в течение длительного геологического времени, могут активизироваться и генерировать землетрясения. Характерным подтверждением этому являются Калининградские землетрясения 2004 г., которые ощущались во многих странах региона, в том числе и в Беларуси силой 3-4 балла [10].

В результате изучения литературных и архивных источников, баз данных мировых и национальных сейсмологических центров были собраны материалы о 52 исторических и 18 современных инструментально зарегистрированных ощутимых землетрясениях. На основе этих данных был составлен каталог исторических и инструментально зарегистрированных ощутимых землетрясений западной части ВЕП за 1602-2012 гг. [9]. В период 2013-2015 гг. на территории западной части ВЕП ощутимых землетрясений не происходило.

Проявления сейсмичности в регионе связаны с существованием ряда крупных сейсмогенерирующих тектонических элементов, среди которых следует выделить современный формирующийся рифт в пределах Ботнического и Финского заливов Балтийского моря, Припятско-Донецкий авлакоген, зоны сочленения древнего Восточно-Европейского кратона с молодой Западно-Европейской платформой (зона Тейссейра-Торнквиста) и Русской плиты с Балтийским щитом.

Территория Беларуси испытывает воздействия, оказываемые сейсмическими волнами не только от местных событий, но и от удаленных. Наиболее опасные воздействия оказывают землетрясения из сейсмогенной зоны Вранча, расположенной на крутом изгибе горной дуги в месте сочленения Восточных и Южных Карпат (восточная часть Румынии). Отличительной особенностью воздействия Карпатских землетрясений на территорию Беларуси является вытянутость изосейст в северо-восточном направлении от очага землетрясения. Этот фактор объясняет ощутимое воздействие Карпатских землетрясений на обширную территорию Восточно-Европейской платформы. Макросейсмический эффект от землетрясений 1977 и 1986 годов на территории Беларуси достигал 5 баллов.

Сейсмическая опасность для площадки АЭС в пределах ближней зоны определяется, в основном, сейсмичностью платформенной территории Беларуси. На территории Беларуси происходили сейсмические события с магнитудой *М* ≤ 4,5 с глубиной очагов 5-10 км. Однако, несмотря на небольшую магнитуду, сейсмический эффект от этих землетрясений в ряде случаев достигал 7 баллов и имел ощутимый локальный характер проявления, в основном, вблизи эпицентра [9]. В северной части территории Беларуси зарегистрированы лишь единичные толчки. В то же время ощутимые исторические землетрясения 1887, 1893, 1896, 1908 гг. произошли именно в северной части исследуемого региона. Концентрация сейсмических событий невысокого магнитудного уровня наблюдается в южной части территории Беларуси. Приурочена она к зоне сочленения северо-западной части Припятского прогиба и Белорусской антеклизы. Эта зона характеризуется проявлением индуцированной сейсмичности, связанной с масштабными горнопромышленными работами на Старобинском месторождении калийных солей. На этой территории инструментально с 1983 г. по настоящее время зарегистрировано и обработано более 1400 местных сейсмических событий в диапазоне магнитуд M = 0,3-3,1, из которых пять землетрясений, имели ощутимый характер: 1978 г. (д. Кулаки, *M* = 3,0), 1983 г. (н.п. Повстынь, *M* = 2,8), 1985 г. (г. Глуск, *M* = 3,1), 1998 г. (п. Погост, M = 1,9 и M = 0,8). Все сейсмические события этой активной зоны в основном возникают на достаточно малой глубине $h \le 40$ км.

Островецкая локальная сейсмическая сеть. На период проектирования и строительства АЭС в районе расположения площадки организована Островецкая локальная сеть, состоящая из семи сейсмических станций, которая функционирует с 2008 года. Структура этой локальной сети были определена с учетом геолого-геофизических и сейсмотектонических условий района расположения площадки АЭС как относительно ближайших зон возникновения очагов землетрясений (ВОЗ) так и от сильных землетрясений, в том числе из глубокофокусной зоны в горах Вранча в Восточных Карпатах. Апертура реализованной локальной сети сейсмических станций такова: среднее расстояние от площаки расположения АЭС до сейсмических станций составляет 16,9 км; среднее расстояние между сейсмическими станциями равно 14,9 км; средний створ (угол) между сейсмическими станциями и площадкой составляет 51,4 градусов.

Расположение пунктов сейсмических наблюдений в районе размещения площадки АЭС охватывает территорию, в центре которой расположена площадка АЭС. В эту же территорию входит и ближайший к площадке участок Ошмяской зоны ВОЗ, в пределах которой были проведены взрывы при проведении работ по СМР.

Таким образом, при выборе конфигурации сети наблюдений учитывалось не только расположение известной зоны ВОЗ, но и самой площадки АЭС (рис. 1). Это связано с тем, что в районе АЭС необходимо контролировать все сейсмические события искусственного и естественного происхождения, с одной стороны, и, с другой стороны, учитывать, что землетрясения могут происходить и прилегающих к зонам ВОЗ областях.

Сейсмические станции локальной сети оборудованы однотипной аппаратурой наблюдений состоящей из короткопериодного 3-компонентного сейсмометра LE-3Dlite (Lennartz Electronic, Германия), 24-разрядного регистратора сейсмических сигналов Дельта-03 (ООО «ЛогиС», Россия), промышленного компьютера с процессором Intel Atom eBOX-530-820-FL1 и вспомогательного оборудования.

Управление сейсмической станцией в пункте наблюдений обеспечивают регистратор и промышленный компьютер, которые связаны между собой с использованием сетевой технологии. Это дает возможность обеспечить надежную передачу зарегистрированных данных по интернет-каналу связи в основной сервер центра сбора и обработки данных (ЦСОД) локальной сети с гарантированной защитой от потери информации при возникновении неполадок и внештатных ситуаций.



Рис. 1. Схема расположения сейсмических станций относительно зон ВОЗ ближнего района размещения площадки АЭС. 1 – сейсмические станции; 2 – площадка АЭС; 3 – зоны ВОЗ: О – Ошмянская, Д – Даугавпилсская; 4 – озера; 5 – государственная граница

В местах размещения пунктов наблюдений выполнялись измерения сейсмического шума. Проведено изучение временного хода сейсмического шума на предмет выработки методов его длительного мониторинга для отслеживания геодинамического состояния среды в районе расположения площадки АЭС.

Полученные данные сейсмических наблюдений были обработаны в полной мере. При этом выделены все зарегистрированные сейсмические события – техногенные сигналы (шумы и помехи), далекие и региональные землетрясения, техногенные события (взрывы). Составлены волновые портреты и изучены спектральные свойства различных типов сейсмических помех: локальных, возникающих от различного рода передвижений вблизи установки аппаратуры; помех от движения автотранспорта; сезонных помех и т. д. Эффективным инструментом для экспресс-анализа обнаружения сигнала является «прослушивание» зарегистрированной сейсмической записи. Методика заключается в том, что диапазон сейсмических частот транспонируется в акустическую область и появляется реальная возможность их прослушивания. При этом тембровая окраска волновой картины слабых полезных сейсмических сигналов значительно отличается от волновой картины сейсмических шумов. Сочетая визуальный просмотр зарегистрированных сейсмических сигналов, включая спектральный портрет, с акустическим, можно значительно повысить эффективность обнаружения слабых сигналов на фоне интенсивных шумов. Выделяя, таким образом, участки с записями полезных сигналов, производится их дальнейшая обработка.

В результате анализа и обобщения, полученных сейсмологических данных (бюллетени сейсмических станций), составлены каталоги зарегистрированных землетрясений и техногенных сейсмических событий (взрывы). Локальной сетью сейсмических станций расположенных в районе размещения площадки Белорусской АЭС за весь период наблюдений, начиная с 2008 г. по настоящее время зарегистрировано более 37000 сейсмических событий. Из них 4125 далеких (удаленных) землетрясений на расстоянии более 1000 км, 1237 региональных землетрясений (до 1000 км), 276 землетрясений ближней зоны (до 300 км). Достаточно уверенно регистрируются карьерные взрывы, производимые в районе доломитового карьера в поселке Руба, Витебской области (178 взрывов). Удаление от пунктов наблюдений составляет около 300 км. Вес взрываемого заряда достигает 15-20 тонн. Локальных землетрясений в зоне до 30 км зарегистрировано не было.

Выводы. Островецкая локальная сеть сейсмических станций функционирует в непрерывном круглосуточном режиме с регистрацией сейсмических сигналов от естественных и искусственных источников сейсмических колебаний. Сеть, обеспечила регистрацию сейсмических событий в необходимом диапазоне эпицентральных расстояний и энергий. Возможность регистрации и обработки близких землетрясений указывает на достаточную эффективность расположения и конфигурацию локальной сети в районе расположения площадки АЭС.

Изучен частотный состав сейсмических колебаний при землетрясениях, техногенных событиях и сейсмических шумах. Выявлено, что частотный состав возможных местных сейсмических событий в диапазоне до 3 Гц аналогичен частотному составу сигналов от взрывов. В диапазоне выше 3 Гц он аналогичен частотному составу сейсмического шума, записанному на пунктах наблюдений.

Обеспечена точность локализации возможных сейсмических событий в районе ближайшей точки Ошмянской зоны ВОЗ с ошибкой не более ± 1 км. Проведенная оценка минимального энергетического уровня местного сейсмического события от Ошмянской зоны, который способна уверенно зарегистрировать сеть, составила магнитуду M = -0,3. Для ближнего района АЭС (30 км) локальная сеть способна уверенно регистрировать сейсмические события с магнитуды 1. Для близких землетрясений (300 км) локальная сеть регистрирует уверенно с магнитуды 2.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Руководства* по безопасности. Оценка сейсмической опасности участков размещения ядерно- и радиационно- опасных объектов на основании геодинамических данных. (РБ-019-01). Федеральный надзор России по ядерной и радиационной безопасности (Госатомнадзор России). Москва, 2001. 29 с.
- 2. Нормы проектирования атомных станций НП-031-01. М., 2002. 26 с.
- 3. *Требования* к содержанию отчета по обоснованию безопасности AC с реакторами типа ВВЭР. (НП-006-98). Госатомнадзор РФ. – Москва, 2005. – 147 с.
- 4. *Учет* внешних воздействий природного и техногенного происхождения на объекты использования атомной энергии. (НП-064-05). Ростехнадзор. Москва, 2005. 23 с.
- 5. *Инженерные* изыскания для строительства. Основные положения. (СНиП 11-02-96). Госстрой РФ. Москва, 1996. 37 с.
- 6. *Мониторинг* сейсмологических условий районов размещения атомных станций. (СТО 1.1.1.03.001.0868-2012). Росэнергоатом. Москва, 2012. 41 с.
- Технический кодекс установившейся практики. Размещение атомных станций. Основные критерии и требования по обеспечению безопасности. (ТКП 097-2007 (02300)). Министерство по чрезвычайным ситуациям Республики Беларусь. Минск, 2007. 26 с.
- Технический кодекс установившейся практики. Размещение атомных станций. Основные требования по составу и объему изысканий и исследований при выборе пункта и площадки АС. (ТКП 098-2007 (02250/02300)). Министерство архитектуры и строительства, Министерство по чрезвычайным ситуациям Республики Беларусь. Минск, 2007. 75 с.
- Аронов А. Г., Сероглазов Р. Р., Аронова Т. И. Сейсмичность территории Беларуси // Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы : в 2 книгах. / Под ред. Н. В. Шарова, А. А. Маловичко, Ю. К. Щукина. // Кн. 1 : Землетрясения. – Петрозаводск : Карельский научный центр РАН, 2007. – С. 357-364.

10. Аронов А. Г., Аронова Т. И. Сейсмотектонические критерии долгосрочного прогноза Калининградских землетрясений года / А. Г. Аронов и др.; отв. ред. А. В. Николаев // Калининградское землетрясение 21 сентября 2004. – СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. – С. 136-50.

УДК 550.34; 551.24

СЕЙСМИЧНОСТЬ КАК ИНДИКАТОР СИСТЕМНОГО ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР ЛИТОСФЕРЫ

Е. В. Архипова¹, О. В. Анисимова¹, А. Д. Жигалин², И. С. Гусева¹

¹ Государственный университет «Дубна», г. Дубна, Россия; ² Институт геоэкологии им. Е. М. Сергеева РАН, г. Москва, Россия

Тесная взаимосвязь геодинамических процессов в пределах платформ и орогенов в их обрамлении позволяет рассматривать эти мегаструктуры в составе единых геодинамических систем [1]. Пространственно-временной режим проявлений сейсмичности является отражением современных процессов в орогенных системах, главным образом, в зонах конвергенции литосферных плит. Пространственная приуроченность сейсмопроявлений к геодинамически активным мегаструктурам литосферы не вызывает сомнений. Очевидно и то, что сейсмическая активность является, в основном, результатом накопления и разрядки упругих напряжений, порождаемых современными тектоническими движениями. Вместе с тем, временные вариации сейсмичности в пределах активных объемов литосферы нередко рассматриваются как случайный автоколебательный процесс, поэтому основная цель исследований состояла в том, чтобы показать, что сейсмопроявления упорядочены не только в пространстве, но и во времени, и долговременные вариации сейсмичности являются своеобразным «пульсом» региональных геодинамических процессов.

Процессы регионального уровня обычно сочетаются с активными процессами меньшего порядка, как естественного, так и техногенного происхождения [2-3]. Геологические системы, так же как и другие природные системы, находящиеся в метастабильном состоянии, весьма чувствительны даже к слабым внешним воздействиям, и потому нередко намечается их реакция на триггеры планетарного масштаба, такие как изменение скорости вращения Земли, гравитационные взаимодействия в системе Солнце – Земля – Луна и пр. [4-5]. В итоге вариации активности землетрясений являются результатом сложной интерференции процессов самого разного порядка и генезиса, но, тем не менее, данные исследований в различных геодинамических обстановках свидетельствуют, что ведущим процессом является тот, который обеспечивает условия накопления напряжений в сейсмоактивных объемах литосферы и, тем самым, общее метастабильное состояние геодинамических систем. Упорядоченные во времени проявления сейсмичности выявлены в пределах Аравийско-Евразиатской и Индо-Евразиатской коллизионных областей Альпийско-Гималайского пояса, в обстановке субдукции в районе Северо-Западной окраины Тихого океана, в районе Байкальской рифтовой системы и Олекмо-Становой зоны разломов, смыкающую Байкальскую рифтовую систему со структурами западного обрамления Тихоокеанской литосферной плиты.

Сравнительный анализ вариаций сейсмичности выполнялся как для сейсмоактивных регионов в целом, так и для отдельных наиболее активных уровней глубины с сопоставлением как по латерали, так и по вертикали. Построение временных рядов проводилось на основе данных каталога NEIC USGS [6]. Временной интервал данных включал от 30 до 40 лет, построение рядов количества землетрясений с магнитудами от 4 проводилось сканированием пятилетними суммами, а также со скользящим осреднением по пяти и десяти годам и сдвигом в один год. Для выявления сходств и отличий во временном ходе землетрясений проводилось построение графиков временных рядов и вычисление корреляционных таблиц. Аравийско-Евразийская коллизионная область (АЕКО). Особенностью развития АЕКО является отток вещества коры из фронтальной зоны максимального сжатия на запад и юго-запад – в направлении Эгейского моря и Крито-Эллинской и Кипрской дуг вдоль Северо-Анатолийской зоны активных разломов, а также на восток и юго-восток вдоль Северо-Армянской дуги активных разломов – в направлении Кавказа и Иранского нагорья. На западном фланге области такое перемещение имеет интенсивный характер, подтверждено данными GPS и трактуется как поворот Анатолийской микроплиты против часовой стрелки с внутренней пластической деформацией. На восточном фланге перемещение коровых масс в направлении геодинамических убежищ осложнено и в значительной степени редуцировано мощным влиянием области Индо-Евразийской коллизии [7].

Для АЕКО выполнялось построение временных рядов землетрясений в пределах Северо-Анатолийской зоны и Анатолийской микроплиты в целом, а также для восточной и западной части выделенной территории. Выяснилось, что активизация на западе и востоке Анатолии происходит неодновременно и на западе Анатолии наступает на 9 лет раньше, чем на востоке.

Структурная петля Карпат расположена на северо-запад от АЕКО и рассматривается как результат изгиба при северо-восточном дрейфе Адриатического индентора [8]. Составление временных рядов землетрясений Анатолии и Карпат со скользящим осреднением по 5 и 10 гг. позволило выявить близкую корреляцию временных рядов с относительным запаздыванием Анатолии около трех лет, которая, возможно, связана с последовательной активизацией коллизионных процессов с запада на восток. На западном фланге АЕКО близкая корреляция наблюдается для временных вариаций в пределах Кавказа и Копетдага, которая, повидимому, обусловлена общим перемещением корового вещества к северо-востоку от фронтальной зоны коллизии.

Индо-Евразийская коллизионная область (ИЕКО). Современный облик области коллизии Индостана и Евразии сформирован в процессе сжатия и перемещения горных масс после закрытия океана Тетис. Сжатие дополнялось гравитационными и изостатическими эффектами, складко- и надвигообразование в ряде областей сменилось развитием сдвигов. Верхний слой коры отслоен и дисгармонично деформирован относительно низов коры [9]. В пределах зоны временные ряды строились для двух флангов коллизионной зоны северовосточного Памиро-Гиндукушского и западного Гималайско-Тибетского на трех уровнях максимальной активности верхне- и нижнекоровом и мантийном. Выяснилось, что подавляющее большинство высоких коэффициентов корреляции наблюдается на одинаковых уровнях, то есть по латерали сейсмические события на каждом из уровней ведут себя согласованно и относительно независимо от других горизонтов (табл. 1).

Таблица 1

Коэффициенты корреляции временных рядов регионов Индо-Евразийской зоны коллизии на различных глубинных уровнях со скользящим осреднением по 10 гг. и сдвигом в 1 г.

	ПГ 10-15 км	ПГ 30-35 км	ПГ > 70 км	ГТ 10-15 км	ГТ 30-35 км	ГТ > 70 км
ПГ 10-15 км		0,04	0,25	0,81	0,08	0,85
ПГ 30-35 км	0,04		0,89	0,07	0,90	0,35
ПГ > 70 км	0,25	0,89		0,40	0,80	0,98
ГТ 10-15 км	0,81	0,07	0,40		0,07	0,75
ГТ 30-35 км	0,08	0,90	0,80	0,07		0,51
ГТ > 70 км	0,85	0,35	0,98	0,51	0,51	

Примечание: ПГ – Памиро-Гиндукушский регион, ГТ – Гималайско-Тибетский регион

Области субдукции Северо-Западной Пацифики. Регионы Северо-Западной Пацифики являются зонами наиболее интенсивного развития сейсмотектонических процессов на территории России. К ним относятся Курило-Камчатская островная дуга и о-в Сахалин. Сейсмоактивные структуры Курило-Камчатской островной дуги сформировались в процессе субдукции Тихоокеанской литосферной плиты под Евразийскую. Курило-Камчатская островная дуга протягивается на 2 тыс. км - от Камчатского перешейка до о. Хоккайдо и в тектоническом отношении представляет собой зрелую островную дугу в стадии перехода её в раннеорогенную горную структуру. Здесь возникают самые крупные в Северной Евразии землетрясения с М более 8,0. Вдоль глубоководного желоба, между его осью и островами, расположена полоса эпицентров мелкофокусных землетрясений, очаги которых приурочены к верхней части сейсмофокальной зоны Заварицкого-Беньоффа. Здесь происходит подавляющее большинство землетрясений, в том числе и катастрофических. Сейсмофокальная зона Заварицкого-Беньоффа имеет сложную форму. У поверхности земли её ширина достигает 200 км. На глубине 70 км ширина сейсмофокальной зоны уменьшается до 20 км. Под восточным берегом Камчатки она обрезается крутопадающими разломами, уходящими на глубину до 110 км. Близ этих разломов происходят поверхностные землетрясения. Под Восточно-Камчатским хребтом глубина очагов возрастает до 100 км, а под Срединным хребтом – до 200-300 км. Под Западной Камчаткой редкие очаги землетрясений имеют глубины 300-500 км.

Сахалин представляет собой северное продолжение Сахалино-Японской островной дуги и трассирует границу Охотоморской и Евразиатской плит. Сахалинско-Японская островная дуга протягивается на 3 тыс. км через о-ва Сахалин, Хоккайдо, Хонсю, Сикоку, Кюсю. О. Сахалин представляет собой крупное горст-антиклинальное поднятие, расположенное между грабенами-прогибами Татарского пролива на западе и впадиной Дерюгина на востоке. Сейсмическая активность острова на уровне коры связана с зонами продольных разломов субмеридионального простирания, отделяющих хребты и межгорные впадины, и поперечных, трансорогенных разломов северо-западного и северо-восточного простирания.

В связи с тем, что рассматриваемые районы расположены в единой геодинамической обстановке – зоне субдукции Тихоокеанской плиты под Евроазиатскую – логично сопоставить вариации числа землетрясений в их пределах, и выяснить, намечается ли для них общее управляющее начало. С тем, чтобы оценить временные тенденции в изменении сейсмичности, на основе каталога USGS сформированы выборки сейсмических событий с *M* от 4 за период с 1973 по 2014 г. для Камчатки, Курильских о-вов и о-ва Сахалин [6]. По данным выборок построены временные ряды пятилетних и годичных сумм землетрясений, а также вариации пятилетних сумм землетрясений со скользящим осреднением и сдвигом в один год. Подобные временные ряды построены и для регионов в целом, и для отдельных горизонтов литосферы с высокой плотностью очагов землетрясений.

В результате выяснилось, что существуют периоды сравнительно высокой активности и периоды затиший. При этом наличие синхронных всплесков для определенных регионов и уровней литосферы свидетельствует, что вариации сейсмичности являют собой отчетливый «пульс» современных геотектонических процессов. Высокое сходство временных тенденций отчетливо прослеживается для отдельных уровней верхней коры, нижней коры и мантии, что свидетельствует об автономности процессов на различных уровнях глубины и о едином управляющем начале для каждого уровня по латерали (табл. 2, рис. 1).

Байкальская рифтовая система (БРС) и Олекмо-Становая зона сдвигов (ОСЗ). БРС возникла на месте Саяно-Байкальского сводового поднятия в южной краевой части Восточно-Сибирской платформы в результате активных тектонических процессов, которые начались в эоцене-олигоцене и продолжаются поныне. Главная впадина БРС, а также ее западные, восточные и юго-восточные высокие горные хребты расположены над прочной и мощной литосферой окраины Сибирской платформы. Современное развитие сейсмического Саяно-Байкальского пояса происходит в условиях СЗ-ЮВ растяжения, и сопровождается сейсмогенными подвижками по разломам сложной кинематики с преобладающей сбрососдвиговой компонентой [10].

ОСЗ представляет собой широкую зону многочисленных сейсмоактивных сдвигов СЗ и СВ простирания в структуре Алдано-Станового региона. Эта зона продолжает на северовосток Байкальскую рифтовую систему, соединяя ее с Западно-Тихоокеанской континентальной окраиной. Формирование обеих мегаструктур связывают с единым процессом сжатия и поворота Амурской микроплиты по часовой стрелке, в связи с которым к северо-западу от Амурской микроплиты, в пределах БРС, реализуется обстановка растяжения и сдвига, а к юго-востоку, в пределах ОСЗ, – обстановка сжатия и сдвига [11].

Таблица 2

Коэффициенты корреляции временных рядов регионов в области субдукции Северо-Западной Пацифики на уровне коры со скользящим осреднением по 5 гг. и слвигом в 1 г.

	п-ов Камчатка 30-35 км	Курильские о-ва 10-15 км	Курильские о-ва 30-35 км	о. Сахалин 10-15 км	о. Сахалин 30-35 км			
п-ов Камчатка 30-35 км		-0,33	0,7	0,1	0,82			
Курильские о-ва 10-15 км	-0,33		-0,31	0,54	-0,24			
Курильские о-ва 30-35 км	0,7	-0,31		-0,18	0,92			
о. Сахалин 10-15 км	0,1	0,54	-0,18		0,02			
о. Сахалин 30-35 км	0,82	-0,24	0,92	0,02				



Рис. 1. Изменение активности землетрясений о. Сахалин, п-ова Камчатка и Курильских о-вов на уровне нижней коры с 1973 по 2014 гг. М от 4, скользящее среднее по 5 гг., сдвиг 1 год

С тем, чтобы оценить временные тенденции в изменении сейсмичности для БРС и ОСЗ, на основе каталога USGS сформированы выборки сейсмических событий с M от 4 за период с 1973 по 2014 год. Временные ряды на основе выборок со скользящим осреднением по 5 гг. показали близкое соответствие, которое особенно отчетливо выражено для уровней с высокой плотностью очагов на глубине с 10 до 15 км с коэффициентом корреляции, равным 0,89.

В итоге анализом временных вариаций установлено, что нижнекоровые, верхнекоровые и мантийные землетрясения в различных геодинамических обстановках ведут себя относительно обособленно по отношению к соседним активным уровням и, в то же время, выступают согласованно по латерали. Близкое совпадение временных вариаций для определенных уровней позволяет говорить об их согласованном автономном развитии, что объясняется, возможно, различиями вещественного состава и физико-механических свойств отдельных геосфер. Учитывая, что орогены и платформы являются элементами единых геодинамических систем, и зоны геодинамического влияния орогенного обрамления простираются достаточно далеко вглубь платформ, можно прогнозировать увеличение платформенной геодинамической активности, имея информацию о сейсмической активизации смежных орогенов на различных уровнях.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Щукин Ю. К.* Проблемы, вопросы, решения... Список избранных трудов. Воронеж : ИПЦ «Научная книга», 2014. 504 с.
- 2. *Архипова Е. В.* Тектоника и сейсмичность Аравийско-Евразиатской коллизионной области : Дисс. канд. Геол.-минер. Наук. М. : ИФЗ РАН, 2006. 178 с.
- 3. *Архипова Е. В., Жигалин А. Д., Морозова Л. И., член-корр. РАН Николаев А. В.* Ванское землетрясение 23.10.2011 г.: естественные и техногенные причины // Доклады Академии наук. 2012. Т. 446. № 4. С. 438-441.
- 4. Горькавый Н. Н., Трапезников Ю. А., Фридман А. М. О глобальной составляющей сейсмического процесса и ее связи с наблюдаемыми особенностями вращения Земли // Доклады АН. – 1994. – Т. 338. – № 4. – С. 525-527.
- 5. Авсюк Ю. Н. Реконструкция периодичностей геологических процессов в рамках уточненной схемы приливной эволюции системы Солнце – Земля – Луна // Общие вопросы тектоники. Тектоника России : Материалы 33-го Тектонического совещания. – М., 2000. – С. 19-21.
- 6. *Earthquake* Data Base U. S. Geological Survey National Earthquake Information Center http://earthquake.usgs.gov
- 7. *Копп М. Л.* Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. – М. : Научный мир, 1997. – 314 с.
- 8. *Баженов М. Л., Буртман В. С.* Структурные дуги Альпийского пояса: Карпаты Кавказ – Памир. – М. : Наука, 1990. – 167 с.
- 9. Трифонов В. Г. Неотектоника Евразии. М. : Научный мир, 1999. 252 с.
- 10. Семинский К. Ж., Радзиминович Я. Б. Сейсмичность юга Сибирской платформы: пространственно-временная характеристика и генезис / Физика Земли. – 2007. – № 9. – С. 18-30.
- 11. Имаев В. С., Имаева Л. П., Козьмин Б. М. Сейсмотектоника Олекмо-Становой сейсмической зоны (Южная Якутия) // Литосфера. – 2005. – № 2. – С. 21-40.

УДК 550.34

МЕХЕЛЬТИНСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 13 МАЯ 2016 Г.

О. А. Асманов, М. Г. Даниялов, Х. Д. Магомедов, З. А. Адилов

Дагестанский филиал Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН», г. Махачкала, Россия

Мехельтинское землетрясение, произошедшее 13 мая 2016 года в 21 час 17 минут, было наиболее сильным в 2016 г. ($K_P = 13,5$) в горном Дагестане в приграничной зоне с Чеченской Республикой. Названо оно по названию ближайшего к нему населенного пункта Мехельта. Максимальный макросейсмический эффект в с. Мехельта достиг 5 баллов. Глубина очага по инструментальным данным равна 48 км, географические координаты гипоцентра равны: $\varphi = 42,80^{\circ} N$; $\lambda = 46,40^{\circ} E$, энергетический класс $K_P = 13,5$ [1]; $M_s = 5,27$ [2].

Инструментальные данные. Основные параметры Мехельтинского землетрясения по материалам различных сейсмологических служб представлены в таблице 1.

Таблица 1

C	t ₀ , ч.м.с.	гипоцентр			V	М
Служоа		φ° , N	λ°, E	H	Λ _p	11/1
ДФ ФИЦ ЕГС РАН	21-17-47,79	42,80	46,4	48	13,5	5,2 (M _s)
ФИЦ ЕГС РАН	21-17-46	43,10	46,55	70		5,3 (mb)
CSEM	21-17-46,5	43,10	46,5	80		4,8 (Mw)

Основные параметры Мехельтинского землетрясения 13 мая 2016 г по данным разных служб

Все решения эпицентра Мехельтинского землетрясения в плане изображены на рис. 1. Разброс координат по данным различных служб достигает 3 км по широте и 33 км по долготе. При сводной обработке Мехельтинского землетрясения в Дагестанском филиале использовались данные наблюдений шестнадцати региональных станций. Ближайшие к эпицентру сейсмостанции Унцукуль (UNC), Дылым (DLM), Каранай (KRN), Хунзах (XNZ), Ботлих (BTL), Дубки (DBC) располагались на расстоянии до 41 км от эпицентра, а остальные – в пределах 190 км. Большинство сейсмостанций находились юго-восточнее от эпицентра.

Мехельтинское землетрясение сопровождалось серией форшоков и афтершоков.

Форшоки и афтершоки. В десятидневный период до Мехельтинского землетрясением (с 3 по 12 мая) в эпицентральной зоне зарегистрировано шесть слабых толчков в диапазоне энергетических классов $K_P = 4,6-6,97$, которые можно отнести к форшокам (табл. 2, рис. 2). Из них наибольший по энергии форшок с $K_P = 6,97$ произошел 5 мая в 03 ч. 49 м. на глубине h = 2 км в северо-западной части от основного очага. Энергетическая ступень между главным толчком и максимальным форшом составляла: $\Delta K_P = 6,5$.

В период с 13 мая с 21 ч. 24 м. до 17 мая 20 ч. 08 м. зарегистрировано 6 афтершоков в диапазоне энергий $K_P = 5,7-9,4$. Энергетическая ступень между главным толчком и максимальным афтершоком $\Delta K_P = 4,1$ довольно высока, что может быть связано с некоторой разрядкой напряжений в очаге. В пространстве область форшоков и афтершоков занимает северо-западный и северо-восточный области от главного толчка площадью около 300 км² в приграничной зоне Дагестана и Чеченской Республики.

Поле эпицентров, представленных на рис. 2 достаточно разбросано, тем не менее, есть некоторые особенности. Гипоцентры форшоков варьируют в интервале глубин $h_{\phi op} = 7,5-22,5$ км, а афтершоков – в интервале глубин $h_{abr} = 40-57$ км (табл. 2).



Рис. 1. Сопоставление решений эпицентра Мехельтинского землетрясения по данным разных служб: 1, 2 – инструментальный и макросейсмический эпицентр по данным ДФ ЕГС РАН, 3 – решения по данным других сейсмических служб, 4 – сейсмические станции, 5 – государственная граница



Рис. 2. Карта эпицентров основного толчка и афтершоков Мехельтинского землетрясения: 1 – основной толчок; 2 – энергетический класс КР; 3 – глубина эпицентров; 4 – форшок; 5 – афтершок; 6 – административная граница

Φoj	эшоки и а	фтершоки	Мехельтинского	землетрясения
-----	-----------	----------	----------------	---------------

N_0	Дата, д. м.	<i>t</i> _{0,} ч.м.с.	<i>φ</i> °, N	λ°, E	<i>Н</i> , км	K _P		
	форшоки							
1	03.05	21-31-30	42,76	46,61	7,5	4,6		
2	04.05	0-32-07,1	42,94	46,60	10,5	5,1		
3	05.05	03-49-51	42,89	46,24	11,5	6,9		
4	08.05	15-56-48	42,77	46,70	8,5	5,3		
5	10.05	23-16-1,2	42,90	46,29	11,0	5,5		
6	12.05	0-33-24,7	42,95	46,61	9	4,9		
		ad	отершоки					
1	13.05	21-24-33	42,96	46,40	40	6,8		
2	13.05	22-45-33	42,84	46,37	43	9,4		
3	13.05	23-41-50	42,88	46,36	55	6,8		
4	15.05	05-17-17	42,93	46,36	54	8,2		
5	16.05	01-02-11,7	42,93	46,34	57	5,7		
6	17.05	20-08-19,8	42,87	46,45	5	6,5		

Макросейсмические сведения. Макросейсмические сведения о проявлениях Мехельтинского землетрясения собраны сотрудниками Дагестанского филиала ЕГС РАН в основном при помощи телефонного опроса жителей городов и населённых пунктов Гумбетовского. Казбековского. Ботлихского и других районов. Макросейсмические сведения получены от случайных свидетелей. Обработка результатов опроса населения осуществлялась по опросной таблице, составленной на базе шкалы MSK-64 [3]. По оценкам дагестанских сейсмологов макросейсмический эпицентр с координатами $\varphi = 42,93, \lambda = 46,6$ расположен к северу от сел Мехельта и расчетная интенсивность в эпицентре составляет 5,4 баллов. Особенно убедительные сведения об интенсивности сотрясений получены из сел. Буртунай (сидящие в кресле испугались, выбежали, услышали звук; гул, как будто прошла тяжёлая машина, грохот был похож на проходящий рядом эшелон; стены вибрировали, казалось, будто упадёт крыша). Здесь по показаниям жителей



Рис. 3. Карта изосейст Мехельтинского землетрясения: 1, 2 – инструментальный и макросейсмический эпицентры соответственно; 3 – интенсивности сотрясений в баллах по шкале MSR-64; 4 – изосейсты; 5 – государственная граница

интенсивность сотрясения можно оценить в $I_i \ge 5$ баллов.

В четырехбалльной зоне люди ощущали сильный толчок, спящие проснулись, дрожала посуда, оконные стёкла, заметно колебались люстры.

Землетрясение проявилось во всех населённых пунктах Дагестана от севера (г. Южный Сухокумска) до юга (с. Касумкент) на эпицентральных расстояниях до 213 км.

Собранный материал позволил произвести оценки интенсивности сотрясений вблизи эпицентра и построить схемы изосейст (рис. 3).

Есть данные о макросейсмических проявлениях землетрясения за пределами Дагестана. Как сообщил М. Я. Гайсумов («с/с» Грозный» г. Грозный) землетрясение ощущалось в населённых пунктах: Ножай-юрт, Ведено – 4-5 баллов; Гудермес – 4 балла; Грозный – 3-4 балла.

Перечисленные немногочисленные макросейсмические сведения представлены в таблице 3.

Таблица 3

N⁰	Населенные пункты	Δ, км	<i>φ</i> °, <i>N</i>	λ°, E				
5 баллов								
1	Буртунай	7	42,88	46,61				
2	Дылым	15	43,07	46,63				
3	Мехельта	20	42,78	46,50				
4	Дубки	23	43,01	46,85				
4-5 баллов								
5	Ножай-юрт	27	43,08	46,36				
6	Ведено	29	42,95	46,01				
7	Кизилюрт	36	43,20	46,86				
8	Хасавюрт	40	43,25	46,59				
9	Буйнакск	45	42,82	47,11				
10	Ботлих	47	42,66	46,21				
	4 балла							
11	Гудермес	58	43,31	46,1				
12	Гуниб	68	42,38	46,96				
13	Кака-шура	68	42,65	47,38				
14	14 Махачкала		42,97	47,50				
	3-4 б	алла						
15	Бабаюрт	72	43,60	46,77				
16	Карабудахкент	79	42,66	47,55				
17	Сулак	81	43,27	47,51				
18	Грозный	86	43,31	45,66				
19	Манаскент	90	42,73	47,68				
20	Кизляр	103	43,84	46,71				
3 балла								
21	Тлярата	92	42,46	46,38				
22	Бежта	93	42,13	46,12				
23	Кумух	95	42,17	47,11				
24	Сергокала	103	42,45	47,66				
25	Уркарах	121	42,16	47,63				

Макросейсмические сведения о Мехельтинском землетрясении

Для определения глубины очага $h_{\text{мак}}$ землетрясения на основе макросейсмических данных была использована формула: $I_0 = bM - v \lg h + c$ [4]. Значения входящих в эту формулу коэффициентов для территории Дагестана составляют: b = 1,5; v = 3,6; c = 3,1 [5]. На основе проведённых расчётов была выявлена глубина $h_{\text{мкр}} = 33$ км, а интенсивность в эпицентре составляет $I_{0\text{мкр}} = 5,45$.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Комплексный* мониторинг сейсмогеодинамических процессов Восточного Предкавказья и акватории Среднего Каспия : Отчёт о работе ДФ ГС РАН за 2015 г. – Махачкала, 2016. – 36 с.
- 2. *Раутиан Т. Г.* Энергия землетрясений // Методы детального изучения сейсмичности : Материалы ИФЗ АН СССР. М. : ИФЗ АН СССР, 1960. № 9 (176). С. 75-114.

- 3. *Медведов С. В., Шпонхоер В., Карник В.* Шкала сейсмической интенсивности MSK-64. МГК АН СССР. – 1965. – 11 с.
- 4. Шебалин Н. В. Опорные землетрясения и уравнения макросейсмического поля // Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времён до 1975 г. М. : Наука, 1977. 54 с.
- 5. *Асманов О. А., Мусалаева З. А.* Определение коэффициентов уравнения макросейсмического поля Дагестана : Сейсмологический бюллетень Кавказа 1976 г. Тбилиси : Мецниереба, 1972. С. 123-138.

УДК 550. 837.76

ГЕОФИЗИЧЕСКОЕ ОБСЛЕДОВАНИЕ ИНЖЕНЕРНЫХ СООРУЖЕНИЙ С ЦЕЛЬЮ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ИХ УСТОЙЧИВОСТИ К ВНЕШНИМ ВОЗДЕЙСТВИЯМ

А. А. Аузин, С. А. Зацепин

Воронежский государственный университет, г. Воронеж, Россия

Геофизические методы широко применяются при обследовании различных инженерных сооружений, причем, как наземных (мосты, опоры и др.), так и располагающихся под землёй (сваи, фундаменты, трубы и т. п.).

Обследование инженерных сооружений подразумевает под собой определение их различных параметров, как геометрических, так и физических, выполняемое, как правило, с целью оценки их физического состояния и технических характеристик (несущей способности, устойчивости к внешним воздействиям и пр.).

К основным преимуществам геофизических методов исследований, применительно к инженерно-геологическим изысканиям любой направленности и инженерному обследованию различных искусственных сооружений, относятся [1]:

- экспрессность и относительная малозатратность, как самих исследований, так и процесса обработки и интерпретации получаемых материалов;
- неразрушающее взаимодействие с изучаемой средой в процессе исследований;
- возможность повторения исследований тем же или иным набором методов в случае получения результатов имеющих недостаточную информативность или сомнительную достоверность;
- возможность проведения геофизических исследований на поверхности земли, на акваториях (в том числе с ледового покрова), в скважинах, в водной и воздушной средах;
- возможность организации долговременных мониторинговых наблюдений;
- возможность применения бесконтактных способов измерений, позволяющих организовать проведение измерений «в движении»;
- получаемые геофизические характеристики изучаемых объектов представляют собой некие интегральные, усредненные в пределах определенного объема, параметры, в известной мере освобожденные от влияния мелких неоднородностей, носящих «шумовой» характер. В условиях значительной вещественной неоднородности верхней части разреза это обстоятельство часто несет положительный эффект.

Важным преимуществом геофизических методов является то, что разнообразие их физических основ и аппаратурно-методических реализаций методов позволяет организовать разностороннее изучение обследуемого объекта и сформировать информативный комплекс исследований для решения большинства стоящих перед инженерными и инженерно-геологическими изысканиями задач. При этом часто оказывается, что возможность решения многих проблем, связанных с инженерными изысканиями именно геофизическими методами не имеет альтернативы. Одним из наиболее эффективных инструментов решения самого широкого круга инженерных и инженерно-геологических задач, является электроразведка, гарантом успешного применения которой является, характерная для приповерхностных объектов исследований, как искусственного, так и естественного происхождения, значительная дифференцированность электромагнитных параметров слагающих их сред (прежде всего – удельного электрического сопротивления – ρ и относительной диэлектрической проницаемости – ε). Поскольку считается, что, у отложений верхней части разреза, магнитная проницаемость близка к единице, то возможность влияния этого параметра на распространение электромагнитного излучения, как правило, в расчет не принимается.

К наиболее универсальным методам, применяемым при обследовании инженерных сооружений, относится георадиолокация. Большое разнообразие типов антенн, которыми комплектуются современные георадары (Зонд-12е, Око-2 и пр.), позволяет значительно расширить круг задач, решаемых этим методом, в том числе и за счет оптимизации разрешающей способности и глубинности исследований.

Привлечение «косвенных» геофизических методов для решения инженерных задач имеет определенную специфику. В частности, по сравнению с задачами геологического характера, решение инженерных задач геофизическими методами представляется более простым, хотя бы по одной очевидной причине – в подавляющем большинстве случаев, обследуемые инженерные объекты имеют типовую конструкцию, которая достаточно жестко регламентируется соответствующими ГОСТами, СНИПами и пр. обязательными к применению документами. Даже единичные уникальные сооружения создаются на основе стандартных, кажущихся очевидными даже для неспециалиста, инженерных решений. Таким образом, исследователь, как правило, располагает достаточно достоверными представлениями о том, какова *должна быть* конструкция изучаемого объекта. Однако в данном контексте представляется уместным вспомнить крылатый афоризм, приписываемый М.Е. Салтыкову-Щедрину, совершенно не утративший своей актуальности и по сей день – «Строгость российских законов, смягчается необязательностью их исполнения». Иначе говоря – то, что *имеет место быть*, отнюдь не всегда совпадает с тем, что *должно было бы быть*.

Сказанное можно проиллюстрировать некоторой, на наш взгляд, интересной статистической информацией, которая, впрочем, ни в коей мере не претендует на исчерпывающую полноту. А именно: из 29 мостов, обследованных за последнее десятилетие при непосредственном участии одного из авторов, лишь по 3-м были доступны материалы, касающиеся конструкции фундаментов их опор. Причем, как показали дальнейшие исследования, только в одном случае эта информация адекватно отражала действительность, а в двух других соответствовала реальному положению вещей лишь частично. То есть, мало того, что по таким ответственным сооружением как мосты не сохранилось информации о конструкции их погребенных несущих нагрузку частей, но и та, что оказывается доступной, не заслуживает полного доверия.

Именно поэтому применению геофизических методов обследования скрытых, недоступных для прямого инструментального изучения частей инженерных сооружений должно придаваться большое значение. Необходимо отметить, что, в последнее время, целый ряд регламентирующих инженерное обследование документов был дополнен прямыми указаниями на необходимость применения геофизических методов, в том числе – георадиолокации [2-4].

Применение георадиолокационного метода в составе инженерно-геологических изысканий предусматривается СП 11-105-97 (часть 1, приложение Д; часть 2, раздел 5.2.5) при решении отдельных сложных проблем. Использование приборов радарного типа для оценки длины существующих свай рекомендовано в актуализированной редакции СНиП 2.02.03-85 (раздел 5.14).

Применение георадиолокационного метода в составе инженерно-геологических изысканий автомобильных дорог предусматривается ГОСТ 32836-2014 «Дороги автомобильные общего пользовании. Изыскания автомобильных дорог. Общие требования» [2] и ГОСТ 328682014 «Дороги автомобильные общего пользования. Требования к проведению инженерногеологических изысканий» [3]. В частности, пункт 8.3.2.3 ГОСТ 32836-2014 предусматривает, что в состав инженерно-геологических изысканий (ИГИ) для подготовки проектной документации реконструкции (капитального ремонта) автомобильной дороги должны входить геофизические исследования, в том числе георадиолокация. Пункт 7.3.1 ГОСТ 32868-2014 предусматривает для подготовки проектной документации реконструкции, капитального ремонта автомобильной дороги или дорожных сооружений георадарное профилирование дорожных одежд и грунтов земляного полотна, а в пункте 9.1.5.4 указывается, что при проведении ИГИ на этапе эксплуатации автомобильных дорог, в случае наличия протяженных участков, на которых имеются несоответствия параметров покрытия требованиям нормативных документов, на них следует выполнять георадиолокационные обследования сетью продольных и поперечных профилей.

Рассмотрим несколько примеров успешного, на наш взгляд, применения георадиолокации при обследовании инженерных сооружений. На рис. 1 приведены результаты георадиолокационного обследования путепровода через железную дорогу Уфа – Оренбург (здесь, как и во всех остальных случаях, применялся георадар Зонд-12е). В данном случае, у проектировщиков были обоснованные сомнения в аутентичности содержания рабочей документации, которые в дальнейшем и подтвердились. Результаты геофизических исследований позволили определить конструктивные особенности опор и глубину их заложения.



Рис. 1. Результаты георадиолокационного обследования путепровода (антенна 500 МГц)

Материалы георадиолокации позволили выявить некоторые конструктивные особенности строения дорожного полотна автодороги Р-119 Орел – Ливны – Елец – Липецк – Тамбов. В частности, на подъезде к г. Орел были выявлены зоны, в пределах которых в свое время происходило проседание дорожного полотна. Вертикальная амплитуда проседания составила около 35-50 см. Данные георадиолокации свидетельствуют, что проседания были вызваны уплотнением грунтов под слоем щебня и песка (рис. 2).



Рис. 2. Результаты георадиолокации, выполненной на автодороге Р-119 (антенна 1,5 ГГц). Показано место проседания асфальтобетонного покрытия

Некоторые результаты обследования моста на автодороге М-5 «Урал» приведены на рис. 3. Перед геофизическими исследованиями стояла задача по определению конструкции основания моста через реку. На радарограмме (рис. 3) фиксируется специфическое отражение гиперболической формы, которое, скорее всего, сформировалось на контакте нижнего конца крайней сваи с подстилающими его грунтами. Именно эта часть моста в свое время

была пристроена и, судя по характеру полученной в результате исследований волновой картины, она покоится на буронабивной свае относительно большого диаметра. Более старая часть моста имеет в своем основании забивные сваи, глубина заложения которых определялась по окончанию так называемой «звучащей» записи, фиксируемой в волновом поле [1].



Рис. 3. Результаты георадиолокации по профилю, проложенному вблизи опоры моста. Марками 1-2 отмечены края опоры моста

Определенные по результатам интерпретации материалов георадиолокации глубины заложения забивных свай составляют 9,5 м, а буронабивной сваи – 10,4 м.

Конечно, метод георадиолокации не свободен и от недостатков, которые ограничивают его практическую применимость. Основными недостатками являются небольшая глубинность исследований, которая резко уменьшается с увеличением проводимости зондируемых сред, и невысокая помехоустойчивость, обуславливающая присутствие в регистрируемом волновом поле отражений от нецелевых наземных объектов, которые приходится тщательно выбраковывать.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Аузин А. А.* Георадиолокационные исследования при инженерных изысканиях на пресноводных акваториях (примеры практического применения) / А. А. Аузин, Н. А. Корабельников, С. А. Зацепин // Инженерные изыскания. 2015. № 2. С. 52-57.
- 2. ГОСТ 32836-2014. Дороги автомобильные общего пользования. Изыскания автомобильных дорог. Общие требования. – М. : Стандартинформ, 2015. – 137 с.
- 3. ГОСТ 32868-2014 Дороги автомобильные общего пользования. Требования к проведению инженерно-геологических изысканий. – М. : Стандартинформ, 2015.
- 4. Методические рекомендации по применению георадаров при обследовании дорожных конструкций. Росавтодор. М., 2003.
- 5. *Финкельштейн М. И., Кутев В. А., Золотарев В. П.* Применение георадиолокационного подповерхностного зондирования в инженерной геологии. – М. : Недра, 1986. – 128 с.

УДК 551.24

НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДИСЛОКАЦИИ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНА И ЗАПАДНО-АРКТИЧЕСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

А. С. Балуев, Е. Н. Терехов Геологический институт РАН, г. Москва, Россия

В связи с интенсивным освоением в последние годы Российской Арктики особое внимание привлекает современная тектоническая активность зоны сочленения Восточно-Европейского кратона (ВЕК) и Западно-Арктической платформы (ЗАП), так как многие основные элементы этой зоны или их фрагменты отчетливо проявлены в современном рельефе и ландшафте этой области. Зона сочленения ВЕК и ЗАП, в состав которой входят Свальбардская (Баренцевоморская) и Тимано-Печорская плиты, представляет собой довольно сложно построенную область, состоящую из ряда взаимосвязанных тектонических структур (рис. 1).



Рис. 1. Схема тектоники области сочленения Восточно-Европейского кратона с Западно-Арктической платформой. 1 – плитная часть ВЕК; 2 – Балтийский щит; 3 – Мурманский блок Балтийского щита; 4 – рифейские грабены палеорифтовой системы Белого моря; 5 – перикратонный прогиб; 6 – Свальбардская плита ЗАП; 7 – Южно-Баренцевская рифтогенная впадина; 8 – Тимано-Печорская плита ЗАП (а – шельфовая часть, б – сухопутная часть); 9 – тиманиды; 10 – массивы щелочно-ультраосновной формации; 11 – норвежские каледониды; 12-13 – шовные зоны и разломы: 12 – с установленной кинематикой (а – взбросо-надвиги, б – сбросы); 13 – с неустановленной кинематикой (а – основные, б – прочие). Буквенные обозначения: ТРК – линеамент Тролльфиорд-Рыбачий-Канин, ЛК – линеамент Карпинского, КВ – шовная зона Колмозеро-Воронья, ХКТЗ – Хибино-Контозерская тектоническая зона

Сюда входит перикратонная область северного сегмента ВЕК, которая протягивается полосой вдоль Мурманского берега Кольского полуострова по акватории Баренцева моря и Воронки Белого моря, и ограничивающие ее с юго-запада линеамент Карпинского, а с северо-востока – структурный шов Тролльфьорд-Рыбачий-Канин (ТРК). Линеамент ТРК является одним из крупнейших конвергентных структурных швов, и именно он фиксирует непосредственное соприкосновение Восточно-Европейского кратона и Западно-Арктической платформы. На перешейке между п-овами Средний и Рыбачий и в юго-восточной части пова Рыбачий шов выражен взбросо-сдвигом; в юго-восточном направлении линеамент прослеживается в потенциальных геофизических полях через акваторию Баренцева моря и полуостров Канин, а еще восточнее переходит в Западно-Тиманский глубинный разлом. Прослеживается шов и в северо-западном направлении на п-ове Варангер. Вдоль шва ТРК Восточно-Европейскую платформу с северо-востока обрамляет Канино-Тиманский (Канино-Варан-герский) складчатый пояс, протягиваясь от п-ова Варангер в Северной Норвегии до Полюдова кряжа на Урале, захватывая краевую приграничную область Западно-Арктической платформы, включая Свальбардскую и Тимано-Печорскую плиты.

Линеамент Карпинского, представляющий собой современный сброс (или зону сбросов), проходящего по северному краю Кольского полуострова, является фактически границей между Балтийским щитом и перикратонной областью ВЕП. Она четко выражена тектонической ступенью, вдоль которой поверхность кристаллического архейского основания ступенчато погружается к северу и северо-востоку под покров позднепротерозойских – верхнерифейских и вендских (?) – и фанерозойских осадочных образований, относимых к осадочному чехлу платформы

Несмотря на то, что основные тектонические события в области сочленения ВЕК и ЗАП происходили в венде-кембрии и в среднем палеозое, в настоящее время здесь наблюдаются довольно интенсивные тектонические процессы, о которых речь пойдет ниже. Современные латеральные перемещения (движения) блоков фундамента в юго-восточном направлении в пределах акватории Баренцева моря вдоль разлома Карпинского отражаются в рельефе дна прибрежной части шельфа между полуостровами Варангер и Средний-Рыбачий и о. Кильдин в виде чередования узких линейных впадин и валов дугообразной формы, выпуклых к ЮВ. Предполагается, что эти формы рельефа дна сформировались в результате смятия «в гармошку» верхнего рыхлого слоя современных морских и ледниковых образований, покрывающего консолидированное докембрийское основание. Как известно, Балтийский щит испытывает в настоящее время тектоническое давление с C3 со стороны раздвигающегося океанического ложа Атлантики [1], в связи с чем блоки фундамента имеют тенденцию к латеральному перемещению в юго-восточном направлении, формируя плитопотоки. Рыхлый же чехол при таком перемещении, встречая упор (препятствие) в виде выступающих массивов п-овов Средний-Рыбачий и о. Кильдин, сминается в дугообразные складки, отвечающие зонам компрессии (валы) и декомпрессии (впадины, рвы), формирующие рельеф дна. Смещение блоков дна происходит по ныне живущему разлому Карпинского, который в данном случае проявляется как правосторонний сдвиг. Характерно, что если юго-западным ограничением этой зоны современных дислокаций является разлом Карпинского, разделяющего Балтийский щит и ложе Баренцева моря, то с северо-востока в пределах акватории четкого ограничения нет – дислокации затухают, не выходя за пределы области динамического влияния «упоров».

Мурманский блок, примыкающий со стороны материковой части (Кольского п-ова) к перикратонной области, по своему составу и особенно структуре принципиально отличается от других частей Балтийского щита, при этом структурный рисунок Мурманского блока отражает тенденцию горизонтального постдевонского перемещения горных масс в виде единого плитопотока в юго-восточном направлении. При этом боковыми его ограничениями являлись разлом Карпинского и зона Колмозеро-Воронья. Признаком неотектонической активности Мурманского массива является предполагаемое перемещение блока п-ова Святой Нос в СЗ направлении за счет выдавливания вверх одного из блоков фундамента при тектоническом давлении с СЗ на ЮВ. Это перемещение осуществлялось за счет левосторонних подвижек одного из разломов, оперяющих главный разлом Карпинского.

Установлено [2], что тектоническая зона разлома Карпинского, которая на большей части Мурманского блока отделяет современный берег от моря, в районе западной части полуострова Святой Нос сочленяется с разломом, ограничивающим с юго-запада святоносский горст. Этот разлом, имеющий простирание около 340°, в южном направлении прослеживается в материковой части Кольского полуострова и имеет признаки левостороннего сдвига, по которому полуостров Святой Нос в настоящее время испытывает перемещение в СЗ направлении, вдаваясь далеко в морскую акваторию, при этом активно воздымаясь. К юго-востоку он отчетливо дешифрируется по материалам дистанционного зондирования до коленообразного изгиба р. Поной, который также, видимо, отражает современное левостороннее смещение по этому разлому с амплитудой до 10 км. Отражением этих перемещений являются землетрясения [3], эпицентр одного из них зафиксирован непосредственно у западного края (фактически в зоне разлома Карпинского) полуострова Святой Нос.

Мурманская сейсмогенная зона [3] совпадает с зоной глубинных разломов «линеамента Карпинского», разграничивающего Балтийский щит и баренцевоморский шельф. Об интенсивных землетрясениях здесь свидетельствуют многочисленные крутостенные рвы, трещины, выколы, сколы, камины, сейсмообвалы, часто встречающиеся в скальных уступах на всем Мурманском побережье. Облик современного рельефа Мурманского блока определяется тремя факторами – интенсивным расчленением тектоническими нарушениями, высо-
кими скоростями воздымания суши и активной деятельностью моря, которое формировало на скальных склонах и между ними серии валунно-галечных береговых валов на высотах от 1 м (современный пляж) до 90-95 м. Высокие (около 200 м) береговые обрывы северозападной части Кольского полуострова являются типичными берегами поднятия и находятся всего в 20-30 км от впадин с глубинами моря до 200-280 м. Эти впадины погружаются со скоростью порядка 1,5-2 см/год, тогда как скорость поднятия прибрежных районов северозападной части полуострова, по данным повторного нивелирования, достигает 0,5 см/год [4].

Выход на поверхность наиболее древних (архейских) пород Мурманского блока объясняется именно высокими скоростями и большой амплитудой разнонаправленного движения блоков по разлому Карпинского, что и вызывало достаточно интенсивную сейсмическую деятельность вдоль баренцевоморского побережья. С одной стороны разлома Карпинского зафиксировано современное воздымание Мурманского блока Балтийского щита со скоростью 8,4 мм/год, а с другой – опускание Баренцевоморской области до 13 мм/год [5]. Имеющиеся решения фокальных механизмов землетрясений [6] свидетельствуют о проявлениях подвижек блоков земной коры взбросо-сдвигового характера по плоскостям разрывов северо-западного простирания, совпадающих с разломами, ограничивающими Кольский геоблок.

В пределах этой зоны расположен Ивановский грабен, представляющий собой фиордообразный залив Баренцева моря – губу Ивановскую и долину нижнего течения р. Ивановка. Эта структура имеет крутые борта высотой от 50 до 150-170 м, сложенные архейскими гранитоидами, часто представляющие собой хорошо выраженные тектонические эскарпы, глубина фиорда местами превышает 40 м. Борта фиорда повсеместно несут следы отрыва и осложнены сбросами, иногда ступенчатыми, и не имеют признаков сдвиговых или надвиговых смещений. Долеритовые дайки палеозойского возраста, секущие фиорд с берега на берег, также нигде не смещены в горизонтальном плане. На вершинах тектонических ступеней правого более приподнятого борта наблюдаются высыпки терригенных пород рифейвендского возраста, выполняющих дно грабена, что свидетельствует о довольно интенсивных современных вертикальных движениях блоков и денудации залегавших на них осадков. На неотектоническом этапе грабен развивался в режиме горизонтального растяжения и представляет собой неотектонический раздвиг. Величина горизонтального растяжения в его пределах оценена от первых сотен метров до 2 км [7].

Многочисленные следы современной тектонической активности, проявленные в период накопления слабо консолидированных осадков верхнего седиментационного комплекса, обнаружены в районах баренцевоморского шельфа, примыкающих к зоне сочленения ВЕК и ЗАП. Они представлены приповерхностными смещениями по разрывным нарушениям, деформациями продольного профиля погребенных под морскими илами речных долин, признаками грязевого вулканизма, палеосейсмичности и выражены в виде своеобразных форм донного мезо- и микрорельефа [4].

В пределах морского шельфа проявляется также и современная активизация разлома ТРК, выраженного морфологически тектоническими эскарпами на перешейке между п-овами Средний и Рыбачий, формируя в современных осадках довольно глубокие и протяженные рвы, о чем свидетельствуют данные морского сейсмопрофилирования. Очевидно, что эти вторичные структурные парагенезы в верхней части чехла связаны с неотектонической активностью разломов фундамента [8].

Морфоструктурные исследования в области сочленения Восточно-Европейского кратона и Западно-Арктической плиты [9], проведенные на баренцевоморском побережье Кольского полуострова, позволили выделить морфоструктурный парагенез этих территорий и акваторий, подчеркивающий проявления значительной горизонтальной компоненты подвижности в фундаментах и чехлах сопряженных платформ в неотектонический этап развития. На побережье, в районе от устья р. Воронья до Варангер-фьорда в рельефе окраины Балтийского щита наблюдается значительная по размеру треугольная депрессия, которая обрамляется разрывными зонами. По своему положению в плане она отвечает присдвиговой депрессии при основном разрыве линеамента Карпинского, ее форма свидетельствует о левостороннем сдвиге по нему. Зона ТРК образует в районе п-ова Рыбачий изгиб в сторону Балтийского щита. Места изгибания в плане, сочетаются, с одной стороны, с поднятием п-ова Рыбачий и с надвигами под ним, с другой – с депрессией дна моря. Природная ситуация может быть ассоциирована с появлением областей сжатия и растяжения при изогнутом сдвиге, и свидетельствовать о левостороннем сдвиге вдоль границы Свальбардской плиты и Балтийского щита. К юго-востоку в сторону плитной части ВЕК проявления современной (неотектонической) активизации зоны сочленения двух платформ, по всей видимости, затихают, что объясняется, вероятно, достаточной для этого удаленностью от источника тектонических напряжений, т. е. влияния на Балтийский щит Северо-Атлантической зоны спрединга и зоны сочленения континент-шельф-море.

В настоящее время зона сочленения Восточно-Европейской и Западно-Арктической платформ является одной из наиболее тектонически подвижных областей побережья Российской Арктики. Как отмечено выше, в ее пределах фиксируются мощные вертикальные разнознаковые движения блоков земной коры с признаками сдвига (разлом Карпинского), сопровождаемые повышенной сейсмичностью, вдоль тектонического шва ТРК наблюдаются признаки растяжения, фиксируемые по эскарпам на суше и глубоким тектоническим рвам на дне в прибрежном шельфе Баренцева моря. Однако следует заметить, что современная тектоническая активность в области сочленения Восточно-Европейского кратона и Западно-Арктической платформы проявляется фактически лишь на своем северном баренцевоморском отрезке и практически незаметна в своей континентальной части в районе Тиманского кряжа. По всей видимости, как отмечается в работе [1], здесь сказывается влияние процессов раскрытия Северной Атлантики и Арктического океана.

Работы проводились в рамках темы госзадания ГИН РАН № 01201459182 при финансовой поддержке грантов РФФИ №№ 13-05-00298 и 14-05-00149.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Юдахин Ф. Н., Щукин Ю. К., Макаров В. И.* Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. – Екатеринбург : УрО РАН, 2003. – 299 с.
- 2. Балуев А. С., Журавлев В. А., Терехов Е. Н., Пржиялговский Е. С. Тектоника Белого моря и прилегающих территорий : Объяснительная записка к «Тектонической карте Белого моря и прилегающих территорий» масштаба 1:1 500 000 // Труды ГИН РАН. М. : ГЕОС, 2012. Вып. 597. 104 с.
- 3. 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 : Кар.НЦ РАН, 2007. – 381 с.
- 4. *Крапивнер Р. Б.* Быстрое погружение Баренцевского шельфа за последние 15-16 тысяч лет // Геотектоника. 2006. № 3. С. 39-51.
- 5. Баранская А. В. Роль новейших вертикальных тектонических движений в формировании рельефа побережий Российской Арктики : Автореферат дисс. канд. геогр. наук. С-Пб. : СПбГУ, 2015. 26 с..
- 6. Ассиновская Б. А. Механизмы очагов землетрясений северо-восточной части Балтийского щита // Физика Земли. – 1986. – № 1. – С. 101-105.
- 7. *Чувардинский В. Г.* Неотектоника восточной части Балтийского щита. Апатиты : Кольский НЦ РАН. 2000. 287 с.
- 8. *Крапивнер Р. Б., Скоробогатько А. В.* Разрывные нарушения четвертичного чехла как отражение тектоники фундамента (о. Колгуев, Баренцево море) // Геотектоника. 2012. № 5. С. 44-62.

9. Зыков Д. С. Морфоструктура области сочленения Восточно-Европейской и Западно-Арктической платформ как отражение горизонтальной компоненты подвижности земной коры // Геоморфология. – 2014. – С. 62-74.

УДК 550.344

СЕЙСМИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ В РАЙОНЕ НОВОВОРОНЕЖСКОЙ АЭС

А. А. Баранов, А. Г. Григорян

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

Нововоронежская АЭС расположена в лесостепной местности на левом берегу реки Дон в 45 км к югу от города Воронежа и на расстоянии 50 км к северо-западу от города Лиски. В административном отношении площадка НВАЭС расположена в Каширском районе Воронежской области. Рельеф района расположения площадки НВ АЭС соответствует участку рельефа среднего Дона в пределах Тамбовской равнины и представляет собой полого-волнистую равнину, местами пересечённую оврагами. В геоморфологическом отношении район площадки расположен на стыке двух морфологических областей: Среднерусской возвышенности и Тамбовской низменности в среднем течении реки Дон. Левобережная часть реки Дон, на которой расположена площадка АЭС – низменная. Правобережная же часть представлена глубокими извилистыми балками и многочисленными ложбинами, которые придают местности «волнистый» вид. Нововоронежская АЭС расположена в непосредственной близости от Воронежского кристаллического массива.



Рис. 1. Ближняя (30 км) и дальняя (300 км) зоны Нововоронежской АЭС на карте рельефа местности

На основе сейсмического мониторинга и каталогов землетрясений проанализированы сейсмические события в районе НВАЭС. Выделены 2 зоны ближняя (радиусом 30 км) и дальняя (радиусом 300 км). Внутри зоны радиусом 300 км проанализированы произошедшие сейсмические события в течение инструментального периода наблюдений и для каждого из них рассчитаны сотрясения в районе промплощадки атомной станции. На рис. 1 показаны результаты сейсмической исследований в районе Нововоронежской АЭС с рельефом. В районе ближней зоны (радиус 30 км) обнаружены слабые сейсмические события. Стационарными

сейсмическими станциями за период наблюдений 1.09-10.11.2010 г. в ближней зоне зарегистрированы три землетрясения. Эпицентр события 07.10.2010 г. расположен к северо-западу от НВАЭС на широте пересечения Южно-Воронежского и Рябиновского разломов примерно на 10 км западнее, его магнитуда 1.0. Эпицентр землетрясения 18.10.2010 г. на северо-западе ближней зоны приурочен к субмеридиональной зоне Лосевско-Мамоновского разлома, его магнитуда 0,8. Эпицентр другого события 18.10.2010 г. в южной части ближней зоны несколько западнее реки Дон приурочен к зоне субширотного Суджано-Икорецкого разлома, его магнитуда 1,0. Все события довольно слабые и произошли на удалении 20-25 км от НВАЭС. По данным, как сейсмического мониторинга, так и радоновой съемки относительно повышенная геодинамическая активность отмечается на пунктах «Петропавловка» и «Россошка».

В инструментальный период наблюдений в дальней зоне (300 км вокруг станции) обнаружено 2 сейсмических события с магнитудой до 4 (1). Сильное событие было в 2000 году магнитудой 4 (Никольское землетрясение, 190 км от станции, глубина очага 10 км). Никольское землетрясение произошло в краевой части Калач-Эртильского блока, на расстоянии примерно 20 км от г. Калача [1]. Эпицентр его был приурочен к зоне действия активного Новохоперского разлома. Сотрясаемость в районе станции составила 1,02 балла. Другое землетрясение произошло в 2003 году в районе населенного пункта Фрунзе (Луганская область) на расстоянии 290 км от станции [4]. Магнитуда составила 3,9, глубина очага 33 км, а сотрясаемость в районе Нововоронежской АЭС составила 0,23 балла. Имеется еще ряд землетрясений параметры которых точно не определены в силу того что они происходили в доинструментальный период. Данные о них определяются очень приблизительно по историческим свидетельствам. Однако мы приводим эти события в качестве иллюстрации. Но они не отражают реальную сейсмичность района. Самое сильное событие было в 1815 году с магнитудой 5 в районе Харькова, 260 км от Нововоронежской АЭС, глубина очага неизвестна. Более слабые землетрясения магнитудой 3,7, 3,5, 3,5 и 2 были зарегистрированы в 1825, 1910, 1913, 1933 годах на удалениях от станции в 140, 220, 170 и 130 км соответственно [2-4]. Глубины очагов составили 8, 5, 8 и 5 км. Разрушений в районе города Воронежа не было. Более ранние события на территории дальней зоны зафиксированы не были. Следует отметить наличие более слабых событий магнитудой меньше 3 в дальней зоне Воронежского кристаллического массива. Для расчета сотрясений от сейсмических событий в районе атомной станции здесь и далее использована известная формула Шебалина:

$$I = 1,5M - 3,5 \lg(r) + 3,0,$$

где *М* – магнитуда, *г* – расстояние до очага землетрясения.

На рис. 1 показаны сейсмические события в дальней зоне (300 км) Нововоронежской АЭС за исторический период наблюдений.

В работе также проведено экспериментальное изучение неотектонической активизации глубинных разломов района НВАЭС, а также уточнено положение и геодинамическая активность Плаговско-Варваринского и Графского разломов методами – асейсмического мониторинга, микросейсмического профилирования и радоновой съемки; уточнение положения Графского, Платовско-Варваринского, Южно-Воронежского и Рябиновского, Суджано-Икорецкого и Лосевско-Мамоновского разломов. Был проведен сейсмический мониторинг тектонически стабильной геологической структура древнего заложения Воронежской антеклизе, представляющей собой поднятие кристаллического фундамента, залегающего на глубинах до 0,5 км в сводовой части и до 2-2,5 км на периферии.

На рис. 2 показаны основные разломы и линеаменты в районе Нововоронежской АЭС.

В рассматриваемом районе ранжированы и исследованы основные разрывные нарушения. В северной части района выделен Северо-Воронежский разлом, имеющий широтное простирание. В западной части района располагается дугообразный Платовско-Варваринский разлом, который к югу приобретает субширотное направление. Еще южнее расположен субширотный Суджано-Икорецкий разлом. Протяженный субмеридианальный ЛосевскоМамонский разлом выделен в восточной части района. Крупный блок, ограниченный указанными разломами, расчленяется Рябиповским и Воронежским разломами более высокого порядка, имеющими северо-восточное и юго-западное простирание, а также ближайшим к НВАЭС Графским разломом северо- восточного простирания. С целью детального изучения этих структур были продолжены экспедиционные работы 2000, 2001, 2007 гг. выполненные ИФЗ РАН в районе НВАЭС по геофизическому мониторингу потенциальных сейсмогенерирующих структур геодинамически активных зон.



Рис. 2. Разломы и линеаменты в районе Нововоронежской АЭС

В результате камеральной обработки данных полевых работ и расчета спектральных характеристик получены детальные глубинные сейсмические разрезы по профилям I и II что позволило уточнить положение зон исследованных разломов. В случае Платовско-Варваринского разлома оказалось, что приуроченность аномалий на сейсмическом разрезе в основном к центральной части профиля подтверждает его местоположение. Это определенной мере может рассматриваться как свидетельство корректности интерпретации и достаточно высокой точности экспериментальных наблюдений. Вместе с тем, из приведенных материалов следует, что Графский разлом фактически проходит примерно на 5 км восточнее, чем предполагалось ранее, подтверждая тем самым смещение промплощадки 5 блока НВАЭС на целиковом блоке земной коры. Профильные радоновые измерения позволили дополнительно скорректировать, уточнить и подтвердить положение Графского и Платовско-Варваринского разломов. При этом расположение зон исследованных разломов в целом совпадает с результатами, полученными при микросейсмическом профилировании.

Уточненные данные по разломам послужат основой для анализа геодинамически активных зон ближнего района НВАЭС и оценки их сейсмического потенциала.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 16-55-12033 ННИО_а.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Надежка Л. И.* Воронежский кристаллический массив / Л. И. Надежка [и др.] // Землетрясения Северной Евразии в 2000 году. – 2006. – С. 193-196.
- 2. *Мушкетов И. В., Орлов А. П.* Каталог землетрясений Российской империи (1893) / Зап. РГО. СПб., 1893. Т. 26. 582 с.
- 3. *Special* Earthquake Catalogue of Northern Eurasia from Ancient Times Though 1995. Eds. Kondorskayan N. V., Ulomov V. I. http // www.scgis.ru System of data bases, 1996 (дата обращения 20.07.2013).

4. *Никонов А. А., Белоусов Т. П., Энман С. В.* Землетрясения юга Восточно-Европейской платформы и их структурная позиция // Физики Земли. – 2001. – № 5. – С. 3-44.

УДК 550.348.433

АЛУШТИНСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 13 МАЯ 2016 ГОДА

Л. Ю. Бекмамбетова

Институт сейсмологии и геодинамики ФГАОУ ВО «Крымский федеральный университет им. В. И. Вернадского», г. Симферополь, Россия

На данный момент в центральной части Крымско-Черноморского региона наблюдается необычное проявление сейсмичности – за три с половиной года три ощутимых землетрясения. Последнее ощутимое землетрясение в регионе произошло 13 мая 2016 года в пяти километрах от города Алушты.

С целью нахождения с минимальными погрешностями координат и глубины Алуштинского землетрясения 13 мая 2016 года нами была проведена сводная обработка записей данного землетрясения по шести ближайшим сейсмическим станциям: «Севастополь», «Симферополь», «Ялта», «Алушта», «Судак», «Феодосия», эпицентральные расстояния которых составляют от 5 до 90 км.

Обработка записи землетрясения производилась по программе WSG [4] в соответствии с рис. 1. Оптимальный результат определения координат и глубины очага получен по региональной программе KRIM, разработанной и применяемой для землетрясений в Севастопольском, Ялтинском, Алуштинском, Судакско-Феодосийском, Северо-Западном районах и Черноморской впадине Крымско-Черноморского региона.



Рис. 1. Способ засечек определения координат гипоцентра для Алуштинского землетрясения 13 мая 2016 года в программе WSG

При обработке был рассчитан энергетических класс землетрясения по региональной номограмме Пустовитенко-Кульчицкого [1] Кп = $10,5 \pm 0,4$ по четырем станциям и класс по

длительности KD = 9,2 по шести станциям [2]. Магнитудные оценки определены по максимальным значениям амплитуд поперечной волны MSH = $3,0 \pm 0,4$ по шести станциям и по уровню коды [3] Mc = 3,2 на записи станции «Симферополь» в соответствии с рис. 2. По данным ГС РАН по четырем удаленным станциям магнитуда mb = 3,3.



Рис. 2. Уровень коды на записи станции «Симферополь» для Алуштинского землетрясения 13 мая 2016 года

По результатам обработки было определено, что гипоцентр землетрясения 13 мая 2016 года вблизи Алушты находился на глубине 14 км с координатами 44,64° N и 34,43° E и временем в очаге 14 часов 05 минут 27,5 секунд. По данным сейсмологических центров EMSC и ГС РАН Алуштинское землетрясение 13 мая 2016 года зарегистрировали 104 сейсмические станции, дальность регистрации составляет от 0,4° до 17,5°. Согласно данным международных агентств, глубина очага данного землетрясения варьирует от 5 до 10 км, а погрешность в определении координат гипоцентра не превышает 0,1°.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Пустовитенко Б. Г. Об энергетической оценке землетрясений Крымско-Черноморского региона / Б. Г. Пустовитенко, В. Е. Кульчицкий // Магнитуда и энергетическая классификация землетрясений. – М. : ИФЗ АН СССР, 1974. – С. 113-125.
- 2. Пустовитенко Б. Г. Определение энергии землетрясений Крыма по длительности колебаний / Б. Г. Пустовитенко // Сейсмологический бюллетень Западной территориальной зоны ЕССН СССР (Крым-Карпаты) в 1970-1974 гг. – Киев : Наук. Думка, 1980. – С. 34-39.
- Пустовитенко Б. Г. Определение магнитуд и энергетических классов землетрясений по наблюдениям в Крымском регионе / Б.Г. Пустовитенко, Т.Г. Раутиан, В.А. Свидлова // Сейсмологический бюллетень Западной территориальной зоны ЕССН СССР (Крым-Карпаты) в 1978-1979 гг. – К. : Наукова думка. - 1983. - С. 126–138.
- Красилов С. А. Организация процесса обработки цифровых сейсмических данных с использованием программного комплекса WSG / С. А. Красилов, М. В. Коломиец, А. П. Акимов // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных : Материалы международной сейсмологической школы, посвященной 100-летию открытия сейсмических станций «Пулково» и «Екатеринбург». Обнинск: ГС РАН, 2006. С. 77-83.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВЫСОКОМАГНЕЗИАЛЬНЫХ ВУЛКАНИТОВ КУРСКОГО БЛОКА САРМАТИИ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

Е. М. Боброва

Воронежский государственный университет, г. Воронеж, Россия

Существует серия геологических критериев, которые могут помочь в определении палеогеодинамических обстановок генерации высокомагнезиальных серий. Но для архейских пород, в которых часто стерты первичные структурно-текстурные признаки, которые распространены очень фрагментировано и трансформированы последующими тектоническими процессами, поле применения геологических критериев значительно сужается. Поэтому для выявления природы вулканических протолитов фактически единственным является применение петрогеохимических критериев.

Целью работы является петрогеохимическое изучение высокомагнезиальных метавулканитов, залегающих в толще Льговско-Ракитнянского зеленокаменного пояса и определение возможных геодинамических условий их формирования.

Льговско-Ракитнянский пояс располагается в западной части Курского блока и протягивается в субмеридиональном направлении на 300-400 км. Породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций [2, 4] и в современном состоянии определяются, главным образом, по химическому составу и реликтовым структурным признакам. Макроскопически это темно-серые, серые с синеватым и зеленоватым оттенками породы, чаще плотные, массивные, реже рассланцованные.

По петрогеохимическим критериям выделяются [1] перидотитовые коматииты, высокомагнезиальные базальты и высокожелезистые толеиты (рис. 1-2).





(a)

Рис. 1. Положение ультраосновных-основных метапород Льговско-Ракитнянского зеленокаменного пояса на классификационной диаграмме Al-(Fe+Ti)-Mg [6]: I – поле РК, II – поле HMgB, III – поле HFeT

Рис. 2. Положение ультраосновных-основных метапород Льговско-Ракитнянского зеленокаменного пояса на диаграмме AFM

Перидотитовые коматииты (PK) представлены серпентинитами и породами амфибол-серпентинового состава, характеризуются высокой магнезиальностью (MgO > 25 %, Mg# = 0,77-0,87, крайне низкой щелочностью (Σ (Na₂O + K₂O) < 0,30 %, Na₂O >> K₂O), невысоким содержанием кремнезема (SiO₂ = 39,16-46,95 %), низким содержанием титана (TiO₂ = 0,04-0,33 %). Распределение редкоземельных элементов (P3Э) носит преимущественно слабо фракционированный тренд близкий к хондритовому при значениях отношений (La/Sm)*n* около 1,1-1,2, в некоторых образцах около 0,6, (Gd/Yb)*n* = 1,30-2,37 и наличием умеренных отрицательных европиевых аномалий (Eu/Eu* = 0,81, от 0,70 до 0,95). Для метакоматиитов характерны высокие концентрации Cr (1528,57-2733,00 ppm), Ni (1683,07-277,52 ppm) и низкие – Cu (6,97-47,50 ppm), отношения Ni/Cu > 10.

Высокомагнезиальные базальты (HMgB) – амфиболиты с содержанием $SiO_2 = 49,21-51,15$ %, TiO_2 0,47-0,68 %. Это более железистые (11,38-15,09 %) породы с магнезиальностью MgO = 8,52-8,81 %, Mg# = 0,56-0,59 и глиноземистостью (al = 0,47-0,77). Характеризуются слабо фракционированным распределением РЗЭ ((La/Sm)n = 0,48-1,07, (La/Yb)n = 0,42-1,14, (Gd/Yb)n = 1,12-1,29), суммарным содержанием РЗЭ в среднем 21,12 ppm и отношением Eu/Eu* = 0,80-1,35. HMgB в сопоставлении с коматиитами обеднены Cr (147-416 ppm), Ni (94,8-147 ppm) и Co (50,70-70,00 ppm), но содержания Cu выше кларковых (149,00-509,00 ppm) при Ni/Cu < 1.

Высокожелезистые толеиты (HFeT) – амфиболиты, которые обладают низкой магнезиальностью (MgO = 3,5-7,43 %, Mg# = 0,28-0,44), большей кремнеземистостью $SiO_2 = 46,43-55,50$ % и титанистостью $TiO_2 = 0,88-1,46$ %. Имеют равномерный профиль распределения P3Э, отличаются лишь немного большим уровнем (5-10 кратным) относительно хондрита. Имеют (La/Yb)_N = 1,22-1,55 до 3,74, (La/Sm)_N = 1,02-1,34 до 1,65, (Gd/Yb)_N = 0,90-1,32 до 1,83, Eu/Eu* = 0,89-1,01. НFеТ содержат концентрации Cr (96,40-218,00 ppm), Ni (95,50-166,00 ppm), Co (48,90-91,80 ppm) и Cu (176,00-228,00 ppm) близкие HMgB, но отличаются от последних повышенными концентрациями Ti (5404,17-7392,71 ppm). Породы находят сходство с толеитами типа TH-1 [3], которые в большинстве ЗКП составляют 50-80 % типового разреза.



Рис. 3. Графики распределения РЗЭ метапород коматиит-толеитовой ассоциации. Породы нормированы к хондриту по Sun, McDonough, 1989

Таблица 1

Компонент	PK (<i>n</i> = 5)	HMgB $(n = 4)$	HFeT $(n = 7)$
Y	4,9	14,3	21,7
Zr	3,6	22,6	38,3
Nb	0,6	1,5	3,4
Hf	0,1	0,7	1,2
ΔNb	1,60	0,80	0,92

Содержание малых элементов в метапородах по данным ICP-MS

Примечание: $\Delta Nb = \log (Nb/Y) + 1,74 - 1,92 x \log (Zr/Y), [5], где <math>\Delta Nb > 0$ соответствует базальтам с плюмовой компонентой, $\Delta Nb < 0$ – базальтам, генерированным частичным плавлением деплетированной мантии

По соотношениям Zr/Y, Nb/Y, а также ΔNb (> 0) (табл. 1) метавулканиты Льговско-Ракитнянского зеленокаменного пояса соответствуют условиям образования их расплавов из плюмового источника.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Боброва Е. М. Геология, вещественный состав и условия образования ультрамафит-мафитовых пород Льговско-Ракитнянского зеленокаменного пояса КМА : Автореф. канд. геол.-мин. наук. – СПб., 2013. – 24 с.
- 2. Бочаров В. Л. Ультрамафит-мафитовый магматизм гранит-зеленокаменной области КМА / В. Л. Бочаров, С. М. Фролов, А. Н. Плаксенко, В. Н. Левин. Воронеж : Изд-во ВГУ, 1993. 176 с.
- 3. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса / К. Конди. М. : Мир, 1983. 390 с.
- 4. *Ножкин А. Д.* Радиоактивные элементы в породах раннего докембрия (на примере КМА) / А. Д. Ножкин, Е. М. Крестин. М. : Наука, 1984. 126 с.
- 5. Щипанский А. А. Субдукционные и мантийно-плюмовые процессы в геодинамике формирования архейских зеленокаменных поясов / А. А. Щипанский. М. : Изд. ЛКИ, 2008. 560 с.
- 6. Jensen L. S. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic roks / L. S. Jensen // Ontario Dept. Mines. Misc. Pap. – 1976. – Vol. 66. – 22 p.

УДК 550.81+553.6 (470.32)

МИНЕРАГЕНИЯ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОГО МАГМАТИЗМА ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

В. Л. Бочаров

Воронежский государственный университет, г. Воронеж, Россия

Формация щелочных ультраосновных пород и карбонатитов включает на территории Воронежского кристаллического массива (ВКМ) раннепротерозойский дубравинский комплекс [1-2]. Первые сведения о наличии щелочных ультрамафитов и мафитов были получены в начале 60-х годов XX столетия. Проведенные в последние годы исследования позволили уточнить ореол распространения щелочного магматизма и установить присутствие в составе комплекса, кроме щелочных силикатных пород, карбонатитов и связанных с ними апатитовых руд [3]. Магматические и метасоматические образования дубравинского комплекса приурочены к зоне субмеридианального глубинного разлома, разделяющего юго-восточную оконечность Курско-Бесединского выступа архейского фундамента и Волотовскую подвижную зону раннепротерозойского формирования. К настоящему времени кроме Дубравинского интрузива выявлены Петровское, Чернянское, Северо-Волотовское магматические тела ультраосновных щелочных пород и карбонатитов, что позволяет рассматривать Старооскольский железорудный район Курской магнитной аномалии в качестве новой, перспективной для центральных районов России, карбонатитовой провинции.

Главное разрывное нарушение – субмеридиональный глубинный разлом в траверсе Волотово-Острогожск-Лиски-Новохопёрск, контролирующее размещение щелочно-карбонатитовых тел, сопровождается серией более мелких дислокаций северо-восточной и субширотной ориентировки, что существенным образом осложняет общую тектоническую ситуацию региона [4-5]. Вмещающими для ультраосновных щелочных пород и карбонатитов являются метаморфизованные в условиях умеренноградиентных режимов породы обоянской серии раннего архея.

Наиболее крупное щелочно-карбонатитовое магматическое образование – Дубравинский интрузивный массив – имеет в плане серповидную форму и протяженность около 7 км при максимальной широте в центральной части 0,5 км. Он локализован в южной части разломной зоны. Северо-западнее Дубравинского массива в пределах той же тектонической структуры выявлены ещё несколько интрузивных тел линейной ориентировки меньшего размера. В пределах Дубравинского массива установлено, что максимальная мощность и наибольшая полнота набора петрографических разновидностей пород присущи северной, выклинивающейся в субширотном направлении, части интрузивного тела. Южная часть смещена по разрывному нарушению к юго-востоку и также выклинивается на юго-восточном фланге.

В составе щелочно-карбонатитового комплекса наиболее распространены щелочные пироксениты и продукты их метасоматической переработки – сфен-апатит-пироксеновые, амфибол-биотит-пироксеновые и амфибол-кальцит-пироксеновые породы. Они концентрируются в лежачем боку крутопадающего (75-80°) в юго-восточном направлении интрузивного тела. В центральной части располагаются слюдистые мелано- и лейкокарбонатиты, силикатно-карбонатные породы (силикокарбонатиты) и ассоциирующие с ними апатит-магнетит-карбонатные образования камафорит-нельсонитового ряда. Щелочные сиениты представлены дайками мощностью 0,5-1,5 м, секущими щелочные пироксениты и их метасоматические производные. В пределах Петровского, Чернянского и Северо-Волотовского интрузивных тел породы карбонатитового ряда не установлены. Главная роль в их составе принадлежит щелочным пироксенитам и метасоматитам.

В экзоконтактовой зоне интрузивных тел широко развиты фениты – метасоматически преобразованные вмещающие породы архейского метаморфического комплекса (биотитовые и биотит-амфиболовые плагиогнейсы, амфиболиты, кристаллические сланцы). Ореолы фенитизации непостоянны. Максимальная их мощность прослежена на расстояние до 300-400 метров от контакта пироксенитов с вмещающими породами в центральных частях интрузивных тел. Фениты наблюдаются также в виде ксенолитов в щелочных пироксенитах и карбонатитах. Вместе со щелочными сиенитами фениты заметно преобладают по площади распространения над всеми остальными петрографическими типами щелочно-карбонатитового комплекса.

В целом по спектру магматических и метасоматических образований Дубравинский комплекс близок к типичным массивам ультраосновных щелочных пород и карбонатитов древних докембрийских апатитоносных провинций Карело-Кольского (Балтийский щит) и Приазовского (Украинский щит) регионов [6]. Статистическая обработка изотопных датировок возраста пород щелочно-карбонатитовой ассоциации показывает, что, несмотря на значительную вариацию отдельных величин, модальное и среднее значения изотопного возраста довольно близки (соответственно 1955 и 1915 млн. лет). При этом не представляется возможным подкрепить стадийность формирования главных породных групп, поскольку наблюдается значительное перекрытие отдельных значений как для силикатных, так и для карбонатных парагенезисов. Статистические оценки изотопного возраста карбонатитов дубравинского комплекса близки к таковым для одноименных пород черниговского комплекса

Украинского Приазовья [7]. При меньшем размахе варьирования отдельных значений для карбонатитов и щелочных ультраосновных пород здесь получены модальное (1975 млн. лет) и среднее (1930 млн. лет) значения, позволяющие говорить о синхронности формирования карбонатитовых ассоциаций в раннем докембрии Украинского щита и Воронежского кристаллического массива.

Формирование повышенных концентраций апатита сопровождает практически весь многоэтапный процесс развития карбонатитообразующей системы, начиная с кристаллизации силикатных парагенезисов и кончая экзоконтактовой фенитизацией [8]. При этом максимум насыщения фосфором достигается на собственно карбонатитовом этапе. Экспериментальные исследования растворимости фосфора в первичной магме нефелинового состава показывают, что при температуре 1320° С щелочная магма растворяет 12,5 % P_2O_5 , что в 1,5 раза выше растворимости этого компонента в толеитовом расплаве при той же температуре. Увеличение щелочности расплава стимулирует дальнейший рост растворимости P_2O_5 . Таким образом, щелочные магмы характеризуются весьма высокой фосфатностью, предопределенной повышенной концентрацией ювенильного фосфора в блоках «аномальной» мантии, ответственной за формироваие щелочных (в том числе и карбонатных) расплавов. Последние, генерируемые вблизи солидуса мантийных перидотитов, могут растворять до 10 % P_2O_5 . При этом солидус карбонатизированного перидотита снижается на 50° С и более [9].

Сульфиды постоянно присутствуют в наиболее магнезиальных породах щелочнокарбонатитовой формации, хотя встречены и в силико- и меланокарбонатитах. Среди сульфидов преобладают пирротин и пирит, значительно реже фиксируется пентландит и халькопирит. Обращает внимание устойчиво высокое содержание кобальта для всех сульфидных минералов (до 2,5 %), в то время как никель присутствует в незначительных количествах (0,1-0,4 %) только в пирротине. Можно предположить в связи с этим, что сульфидообразующий процесс в щелочных ультрамафитах не отличался глубинностью, а был связан с коровыми очагами, в пределах которых умеренномагнезиальный щелочной расплав насыщался кобальтом и серой.

Особый интерес представляет анализ распределения урана и тория в породах щелочно-карбонатитовой формации. Акцессорный циркон распространен здесь крайне ограниченно и радиогеохимический фон обязан своему существованию, главным образом, апатиту, сфену и в меньшей степени породообразующим минералам. Радиоактивность апатита имеет отчетливую ториевую направленность при весьма широких колебаниях содержания урана и тория (Th/U от 2,2 до 5,2). Важно отметить, что особенность распределения урана и тория в апатите в целом согласуется с поведением радиоактивных элементов в самих породах щелочно-карбонатитовой формации, что может служить одним из критериев единства магматического источника для всей породной ассоциации полифазных щелочно-карбонатитовых интрузий. Если торий-урановые отношения в породах дубравинского комплекса вполне соответствует хондритовому (Th/U = 3,5), то в щелочных породах и карбонатитах черниговского комплекса Украинского Приазовья это отношение во всех породных группах в пользу урана [10]. Вероятным механизмом, вызвавшим фракционирование урана и тория, может быть частичное плавление исходного вещества мантии в условиях различных глубин. Отличие в соотношениях тория и урана в щелочных породах и карбонатитах ВКМ и Украинского Приазовья может являться и следствием неоднородности древнего мантийного источника, а именно аномальным обогащением ураном мантийного вещества, ответственного за формирование щелочных пород и карбонатитов Приазовья.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Бочаров В. Л.* Апатитоносность карбонатитового массива КМА / В. Л. Бочаров, В. В. Багдасарова, В. И. Белых // Изв. АН СССР. Сер. Геология. 1986. № 9. С. 81-88.
- 2. *Бочаров В. Л.* Апатитоносные карбонатиты КМА / В. Л. Бочаров, С. М. Фролов. Воронеж : Изд-во «Петровский сквер», 1994. 123 с.

- 3. *Бочаров В. Л.* Апатит-магнетит-силикатные руды Дубравинского карбонатитового месторождения КМА / В. Л. Бочаров // Вестник Воронеж. гос. ун-та. Сер. Геология. Воронеж : 2008. № 1. С. 94-103.
- Надёжка Л. И. Некоторые особенности глубинного строения Воронежского кристаллического массива / Л. И. Надёжка, А. И. Дубянский, А. П. Тарков, Н. С. Афанасьев // Литосфера Центральной и Восточной Европы. Восточно-Европейская платформа. – Киев : Наукова Думка, 1989. – С. 121-135.
- 5. Бочаров В. Л. Признаки сейсмоактивности в зоне глубинного разлома, контролирующего апатитоносные карбонатиты КМА / В. Л. Бочаров, В. И. Дубянский // Активные разломы и их значение для оценки сейсмической опасности: современное состояние проблемы. Материалы XIX научно-практической конференции с международным участием. – Воронеж : ИПЦ «Научная книга», 2014. – С. 65-68.
- 6. *Кривдик С. Г.* Петрология щелочных пород Украинского щита / С. Г. Кривдик, В. И. Ткачук. Киев : Наукова Думка, 1990. 408 с.
- 7. *Бочаров В. Л.* Радиоактивные элементы в щелочно-карбонатитовом комплексе Курской магнитной аномалии (Центральная Россия) / В. Л. Бочаров // Вестник Воронеж. гос. ун-та. Сер. Геология. Воронеж : 2015. № 3. С. 30-34.
- 8. *Романчев Б. П.* Генетические типы апатита Дубравинского массива КМА / Б. П. Романчев, В. Л. Бочаров // Геохимия. 1990. № 7. С. 1047-1052.
- 9. *Klemme S.* Trace element partitioning between apatite and carbonatite melt / S. Klemme, C. Dalpu // Amer. Miner. 2003. Vol. 88. P. 639-646.
- 10. Когарко Л. Н. Условия накопления радиоактивных металлов процессах дифференциации ультраосновных щелочно-карбонатитовых формаций / Л. Н. Когарко // Геология рудных месторождений. – 2014. – Т. 56. – № 4. – С. 262-271.

УДК 551.248.2 (470.3)

АНАЛИЗ НОВЕЙШИХ СТРУКТУР ЮГО-ЗАПАДНОГО СКЛОНА МОСКОВСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

Г. В. Брянцева, Н. В. Лубнина, Н. И. Косевич

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

Геологические исследования Восточно-Европейской платформы проводятся давно, и поэтому существует большое количество публикаций как по проблемам геологического строения осадочного чехла и фундамента [1-2], так и по проблемам неотектоники и рельефа [3-5]. Основная трудность при исследовании новейших структур платформенных областей связана с тем, что амплитуды новейших движений очень незначительны, а их выражение в рельефе в значительной степени снивелировано экзогенными процессами. Кроме того, в работах, посвящённых новейших структур кристаллического фундамента под слоем практически не деформированных осадочных отложений представляет очень интересную и актуальную проблему. Целью данного исследования является рассмотрение связи новейших структур Московской синеклизы, выделенных с помощью структурно-геоморфологического анализа с активными зонами фундамента.

Изученная территория расположена в центральной части платформы, в пределах Русской плиты и охватывает ЮЗ часть Московской синеклизы. Она характеризуется относительно спокойным, слабо расчлененным выровненным рельефом и малой амплитудой современных тектонических движений. Четвертичные отложения различного генезиса покрывают большую часть площади платформы. Для этого региона характерно значительное изменение глубин залегания кровли фундамента, а также наличие большого числа разломов, ограничивающих авлакогены. Крупные тектонические элементы осложнены структурами меньшего порядка.

построения Для структурногеоморфо-логической карты была применена методика, предложенная и разработанная Н. П. Костенко [6]. Для выявления новейших структур использовались топографические карты масштаба 1:1 000 000 и цифровые модели рельефа GMTED [7], по которым проводился анализ рельефа в плане и в вертикальных сечениях. Кроме морфометрических характеристик рельефа определялись такие геоморфологические данные, как спрямленные участки рек, цепочки одинаковых форм рельефа и т. д. Комплексные геолого-геоморфологические профили, построенные как по простиранию, так и вкрест простирания возвышенностей и низменностей позволили уточнить выделенные границы структур. К сожалению, анализ профилей для платформ не всегда эффективен, поскольку вертикальные смещения здесь незначительны, и для того, чтобы установить эти смещения требуется недопустимо большое искажение масштаба.

В результате структурно-геоморфологического анализа выделены возвышенности (здесь и далее названия структур условные): Белозерская (I), Даниловская (II), Харовская (III), Бежецкая (IV), Московская (V), Среднерусская (VI) и низменности: Рыбинская (VII), Кубенская (VIII), Угличская (IX), Мещерская (X) (рис. 1). В связи с незначительными неотектоническими движениями возвышенности данного региона характеризуются высотами от 150 до 250 м, а низменности – имеют отметки ниже 150 м, на отдельных участках в долинах крупных рек абсолютные высоты снижаются до 50 м.

Белозерская возвышенность (I),



Рис. 1. Структурно-геоморфологическая карта югозападного склона Московской синеклизы. Орографические формы структурно-обусловленные: 1,2 – основные возвышенности, абсолютные отметки: 1 – более 200 м, 2-150-200 м; 3 – низменности и их сопряженные склоны с возвышенностями; 4 – зоны трещиноватости; 5 – границы отдельных блоков; 6 – границы структур 1 порядка; 7 – границы структур 2 и более низких порядков. Цифрами на карте обозначены: возвышенности: I – Белозерская (II – Судская, I2 – Андогская), II – Даниловская (III - Валдайская, II2 – Буйская), III – Харовская, IV – Бежецкая (IV1 – Овищенская, IV2 – Мологская впадина, IV3 – Медведецкая), V – Московская (V1 – Борисоглебское, V2 – Клинско-Дмитровская, V3 – Можайское, V4 – Ногинская впадина). VI – Средне-Русская: низменности: VII – Рыбинская (VII1 – Чагодошская, VII2 – Шекснинская, VII3 – Дарвинкая), VIII — Кубенская (VIIII — Устюганская, VIII2 – Авниганская), IX – Угличская, X – Мещерская (Х1 – Костромская, Х2 – Шатурская, Х3 – Касимовская)

расположенная на севере исследуемого района, заходит в его пределы только своей южной частью. Она может быть подразделена на 2 структуры второго порядка СЗ простирания – Судскую (I_1), имеющую высоты, редко превышающие отметку 150 м, и Андогскую (I_2), с высотами, превышающими 200 м.

Граница Белозерской возвышенности с Рыбинской впадиной хорошо выражена в рельефе и имеет СВ и субширотное простирание. Большая часть возвышенности сложена преимущественно доломитами среднекаменноугольного-нижнепермского возраста, а в тектоническом отношении она частично наследует как Пестовский, так и Андомский выступы фундамента.

Даниловская возвышенность (II) расположена к востоку от Рыбинского водохранилища, со средними высотами от 150 до 200 м и отдельными поднятиями превышающими отметку 200 м, сложена преимущественно мелководно-морскими породами триасового возраста, перекрытыми мореной московского возраста. С ЮЗ она ограничена Рыбинской впадиной, с СВ – Кубенской, а на юге граничит с Мещерской низменностью. В пределах Даниловской возвышенности можно выделить Валдайское (II₁) и Буйское (II₂) поднятия, имеющие, соответственно, СЗ и СВ простирания. Валдайское поднятие, осложнено рядом зон трещиноватости СВ простирания. Граница с Костромской впадиной, расположенной южнее хорошо маркируется по изменению высот. Данная возвышенность имеет, по-видимому, инверсионное развитие, т. к. расположена над крупным Солигаличским авлакогеном, имеющим СВ простирание.

Харовская возвышенность (III) входит в пределы исследуемой территории только частично и расположена на крайнем СВ района. Она имеет значительные высоты в центральной части, превышающие 200 м, сложена глинами, алевролитами, мергелями и другими осадочными породами верхнего отдела пермской системы, перекрытыми ледниковыми и озерно-ледниковыми отложениями московского горизонта. Данная возвышенность ограничена с ЮВ и ЮЗ Кубенской низменностью. Она может соответствовать склону выступа Ветренного пояса Мезенской впадины фундамента, имеющему субмеридиональное простирание.

Бежецкая возвышенность (IV), ограниченная с севера Рыбинской, а с юга – Угличской впадинами расположена на западе рассматриваемой территории. В ее пределах можно выделить Овищенское (IV₁) и Medseduukoe (IV₃), поднятия, а также разделяющую их Monoгскую впадину (IV₂), имеющих СВ простирание. Мологская впадина характеризуется высотами от 100 до 180 метров и коррелируется с Валдайским авлакогеном фундамента, а Овищенское и Медведицкое поднятия представляют собой возвышенности со средними высотами около 200 м и многочисленными локальными поднятиями, высоты которых превышают 200 м. Овищенское и Медведицкое поднятия сложены алевролитами, глинами, песчаниками среднепермского возраста, а к наиболее возвышенным участкам приурочены выходы известняков и доломитов среднего карбона. В пределах Мологской впадины вскрываются глины алевролиты и пески нижнего триаса. Медведицкое поднятие расположено на склоне Торжокского выступа фундамента, в то время как Овищенское – в пределах Солигаличского авлакогена.

Московская возвышенность (V), расположенная в центральной части района и характеризующаяся значительными высотами, приурочена к осевой части Московской синеклизы и имеет преимущественно СВ простирание. Северо-восточный склон возвышенности – Борисоглебское поднятие (V₁) имеет высоты, не превышающие 200 м, в то время как центральная часть поднятия – Клинского-Дмитровская гряда (V₂), имеет высоты 200-250 м и выше и интенсивно расчленена эрозией. Борисоглебское поднятие четко выражено в дочетвертичных отложениях. Данная структура сложена породами юрской и меловой систем, причем меловые отложения приурочены, в основном, к возвышенным участкам. Московская возвышенность расположена над Истринским выступом фундамента. К югу от Москвы высоты снижаются, образуя отдельные Можайские поднятия (V₃), с высотами от 150 до 200 м, часто сложенные краевыми моренными холмами и грядами, а к северо-востоку располагается частная *Ногинская впадина* расположены в пределах Подмосковного авлакогена, имеющего сложное строение [2].

Среднерусская возвышенность (VI) расположена на северном пологом крыле Воронежской антеклизы и имеет практически субмеридиональное простирание с высотами, превышающими 250 м, которые снижаются к востоку. В данной работе рассматривается только незначительная северная часть данной структуры. Дочетвертичные отложения представлены меловыми терригенно-морскими осадками, которые перекрыты четвертичными отложениями донского горизонта нижнего плейстоцена только на севере и востоке. По окраинам данная структура интенсивно расчленена эрозией, где в глубоких долинах вскрываются породы юрского и девонского возраста. Многочисленные зоны трещиноватости, выявленные в пределах данной структуры имеют как СЗ, так и СВ простирание.

Впадины, выявленные в результате структурно-геоморфологического дешифрирования, расположены преимущественно на севере исследуемого района, а также на востоке.

Рыбинская впадина (VII), расположенная на севере исследуемого района имеет сложное строение и четко подразделяется на 3 сегмента: *Чагодошский (VIII₁)*, разделяющий Белозерскую и Бежецкую возвышенности, *Шекснинский (VIII₂)* и *Дарвинский (VIII₃)*. Шекснинский сегмент впадины имеет СВ простирание, а Дарвинский – СЗ. Во впадине распространены преимущественно болотные отложения голоцена и аллювиально-озерные отложения верхнего плейстоцена. Чагодощский сегмент впадины расположен над Пестовским выступом, а Шекснинский и Дарвинский – наследуют Любимско-Солигаличскую впадину фундамента. Однако их общее простирание не совпадает с простиранием этой впадины.

Кубенская впадина (VIII), расположенная к востоку от Рыбинской впадины, также имеет сложное строение и 2 сегмента: *Устюганский (VIII₁)* и *Авнигский (VIII₂)*. Устюганский сегмент имеет СЗ простирание, а Авнигский – СВ. В пределах последнего наблюдается значительное частное поднятие с высотами, превышающими 200 м при средних высотах впадины 100-150 м. Четвертичные отложения, слагающие данную структуру, представлены преимущественно болотными отложениями голоцена и аллювиально-озерными отложениями верхнего плейстоцена, присутствуют и водно-ледниково-озерные отложения осташковского горизонта.

Угличская впадина (IX) как бы продолжает к югу Рыбинскую. Она имеет СВ простирание и разбита на сегменты зонами трещиноватости практически субмеридионального простирания и частично наследует Гжатскую ветвь Подмосковного авлакогена. Четвертичные отложения представлены преимущественно водно-ледниковыми и озерно-водно-ледниковыми отложениями московского горизонта.

Мещерская впадина (X), занимающая весь восток района имеет сложное строение и разбита многочисленными зонами трещиноватости. Северная часть впадины – *Костромская* (X_1) имеет СВ простирание и на востоке осложнена частными Галичскими поднятиями с высотами от 150 до 200 м, а на юге – Оскско-Цнинским валом имеющим практически субмеридиональное простирание. На северо-восточном склоне впадины на границе с Даниловской возвышенностью поверхность понижается до 50-100 м. В центральной части впадины с условным названием *Шатурской* (X_2) структуры имеют субширотное простирание. Южная часть впадины – *Касимовская* (X_3) простирается с ЮВ на СЗ и расположена в пределах Пачелмского авлакогена. Центральная часть впадины сложена породами пермской и каменно-угольной систем, а по ее бортам вскрываются породы юры и мела. Перекрывающие их четвертичные отложения представлены водно-ледниковыми и озёрными отложениями донского горизонта нижнего плейстоцена.

Таким образом, при анализе зон трещиноватости и границ структур разного ранга, выделенных с помощью структурно-геоморфологического метода с активными зонами фундамента [1] наблюдается их хорошая совместимость. Так, Мологская впадина, несмотря на то, что она немного смещена относительно Валдайского авлакогена, в целом с ним совпадает, а разломы, ограничивающие Пачелмский авлакоген, проявляются в рельефе Мещерской впадины в виде серии зон трещиноватости СЗ простирания. Подмосковный авлакоген в рельефе выражен хуже, поскольку имеет очень сложное строение и в рассматриваемом масштабе проявляется слабее. Такая крупная форма рельефа, как Среднерусская возвышенности соответствует склону Воронежской антеклизы, преимущественно низменный рельеф северной части исследуемого района приурочен к Московской синеклизе, коррелируется также довольно высокая унаследованность контуров рифтовых структур – грабенов и авлакогенов. Наблюдается приуроченность моренных отложений к поднятиям, а водно-ледниковых и озерных отложений – к впадинам.

Однако границы возвышенностей и низменностей рельефа не всегда совпадают с границами деформаций фундамента, а приуроченность выделенных зон трещиноватости в платформенных условиях к зонам активных разрывов в фундаменте ввиду их угасания в толще осадочных пород часто не устанавливается. Кроме того, для новейшего развития характерно разрастание поднятий, что видно на примере Подмосковного и Валдайского авлакогенов, поэтому иногда наблюдается лишь частичная унаследованность древних структурных форм в современном рельефе.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Рельеф* докембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы. Объяснительная записка к карте масштаба 1:2 500 000 / Составители В. В. Бронгулеев, И. В.Воробьев и др. – М.: МГУ, 1983. – 77 с.
- 2. Костюченко С. Л., Солодимов Л. Н. К геологическому строению Московии: глубинная структура и тектоника // Бюл. МОИП. Отд. геол. – 1997. – Т. 72. – Вып. 5. – С. 6-9.
- 3. *Анисимова О.В., Короновский Н.В.* Линеаменты Центральной части Московской синеклизы и их связь с разломами фундамента // Геотектоника. 2007. № 4. С. 71-79.
- 4. *Макаров В. И.* Об активных разломах и их рельефообразующей роли на Русской платформе // Геоморфология. 1999. № 3. С. 39-41.
- 5. *Объяснительная* записка к карте новейшей тектоники СССР и сопредельных областей масштаба 1:5 000 000 / Составители: Н. И. Николаев, А. А. Наймарк и др. М. : Мингео СССР, 1979.
- 6. *Корчуганова Н. И., Костенко Н. П., Макарова Н. В.* Неотектонические методы поисков полезных ископаемых. М. : МПР РФ, Геокарт, МГГА, 2001. 212 с.
- 7. *GMTED2010* Viewer [Электронный ресурс]. 2015. Режим доступа: http://topotools.cr.usgs.gov/gmted_viewer/viewer.htm.

УДК 551.24, 551.2.02, 550.34

ПРОБЛЕМЫ ОЦЕНКИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ СЛАБОАКТИВНОЙ ПЛАТФОРМЕННОЙ ТЕРРИТОРИИ (НА ПРИМЕРЕ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА)

Е. Г. Бугаев¹, С. Б. Кишкина²

¹ Научно-технический центр ядерной и радиационной безопасности, г. Москва, Россия; ² Институт динамики геосфер РАН, г. Москва, Россия

Неоднозначность оценки $M_{\text{мах наб}}$ по данным исходного и уточненного каталога землетрясений определяет актуальность анализа графиков повторяемости магнитуд, рассчитанных по историческим данным о землетрясениях, и их сравнения с графиками повторяемости магнитуд, рассчитанным по инструментальным данным о землетрясениях (каталог инструментально зарегистрированных землетрясений Воронежского кристаллического массива любезно предоставлен Л. И. Надежка (Воронежский государственный университет)).

Физическая природа наблюденных графиков повторяемости установлена с учетом их соответствия прогнозным графикам повторяемости магнитуд, рассчитанным для разных условий деформирования и характера разрушения. Прогнозные графики рассчитаны с использованием модели, отражающей дискретные свойства земной коры, зон ВОЗ и очагов. При расчетах также учтены масштаб, структура и геодинамическая активность зон ВОЗ рассматриваемой территории; неслучайная зависимость $M_{\text{мах}}$ от условий деформирования, размера и характера разрушения в очаге [1, 4-5].

Результаты работы направлены на установление природы землетрясений и ее влияния на неоднозначность оценки сейсмической опасности; на выявление причин неопределенности $M_{\text{мах}}$ и повторяемости землетрясений по историческим данным.

Постановка задачи. При оценке сейсмической опасности обычно исходят из предположения о стационарности сейсмического процесса во времени и пространстве. При этом Ммах зоны ВОЗ определяют по комплексу геолого-геофизических, геодинамических и сейсмологических данных [2]. При отсутствии представительной информации для геодинамически однородной территории величину $M_{\text{мах}}$ определяют как $M_{\text{мах}} = M_{\text{мах} \text{ наб}} + \Delta M$, где $M_{\text{мах} \text{ наб}} -$ максимальная наблюденная магнитуда рассматриваемой территории, ΔM – приращение магнитуды, величина которой, как правило, равна $\Delta M = 0,5$. Это справедливо, если величина $M_{\text{мах} \text{ наб}}$ и период наблюдений близки к $M_{\text{мах}}$ и периоду повторяемости редких событий (порядка 100-1000 лет и более). Если период наблюдений составляет первые десятки лет, то величина ΔM может достигать 1,5-2 единицы магнитуды [3].

Согласно карте сейсмического районирования СР-78, сейсмичность района размещения HBAЭC равна 5 баллов и менее; по Временной схеме сейсмического районирования (ВССР-89) сейсмичность района равна 7 баллов. С учетом требований ВСН-78 сейсмичность площадки HBAЭC для средних грунтов составляла: $J_{\Pi 3} = 5$ баллов и $J_{MP3} = 6$ баллов. С учетом схемы ВССР-89 Госстроем СССР в качестве основы при проведении работ по детальному сейсмическому районированию (ДСР) района и сейсмическому микрорайонированию (СМР) площадки было рекомендовано принимать: $J_{\Pi 3} = 6$ баллов и $J_{MP3} = 7$ баллов на средних грунтах. Согласно общему сейсмическому районированию территории Российской Федерации (ОСР-97) на Воронежском кристаллическом массиве допускалась возможность потенциальных очагов с $M_{\text{мах}} \approx 5,0$, при этом исходная сейсмичность района для средних грунтов составляет: $J_{\Pi 3} = 5$ баллов и $J_{MP3} = 7$ баллов по шкале MSK-64 [Уломов, Шумилина, 1999].

Пересмотр магнитуд исторических землетрясений в сторону их уменьшения привел к снижению исходной сейсмичности района Воронежского кристаллического массива с 7 баллов до 5 баллов по шкале MSK-64.

Методология оценки сейсмической опасности при OCP-97, наряду с учетом сейсмологических данных, предусматривает альтернативные методы выявления зон BO3 и оценки $M_{\rm Max}$ и повторяемости землетрясений по геологическим и геодинамическим данным. В связи с этим важно установить природу землетрясений, условия их подготовки и характер проявления для оценки достоверности сейсмической опасности рассматриваемой территории.

Методика работ. В работе мы отталкиваемся от того, что исходные и уточненные каталоги исторических землетрясений, как и инструментальный каталог, достоверны и имеют приемлемую для оценки сейсмической опасности точность. Полученные результаты сравнивались с прогнозными пределами и прогнозными графиками повторяемости магнитуд, рассчитанными на основании модели, отражающей дискретные свойства земной коры, зон ВОЗ и очагов землетрясений рассматриваемой территории. Дискретные свойства модели описываются свойствами геометрической прогрессии и позволяют с учетом размера L_1 максимального элемента модели и коэффициента подобия k_{Π} формализовать оценку размеров составных элементов модели, отражающих эффективные размеры зон ВОЗ рассматриваемой территории. С учетом условий деформирования дискретные свойства модели позволяют формализовать оценку суммарного количества элементов ранга n и более до максимального (n = 1) элемента модели включительно и получить эффективную кривую фрактальности зон ВОЗ рассматриваемой территории [1, 4].

Достоверность оценки прогнозных графиков повторяемости контролировалась их соответствием наблюденным графикам повторяемости магнитуд, рассчитанным согласно сейсмологическим данным. В свою очередь природа землетрясений, определяющих наблюденные графики повторяемости, определялась с учетом условий, для которых рассчитаны прогнозные пределы и прогнозные графики повторяемости магнитуд, контролирующите положение наблюденных графиков повторяемости. Приведем пример практического применения данной методики для оценки сейсмической опасности Воронежского кристаллического массива (ВКМ).

Оценка наблюденных и прогнозных графиков повторяемости магнитуд. В качестве исходных данных для оценки наблюденных графиков повторяемости магнитуд приняты: 1) исходный каталог исторических землетрясений; 2) уточненный каталог исторических землетрясений и 3) каталог инструментально зарегистрированных землетрясений ВКМ. Задача состояла в оценке параметров графиков повторяемости магнитуд (интегральной характеристики сейсмического процесса) исторических землетрясений. Для сравнения параметров графиков повторяемости в исторический период и в настоящее время рассчитан график повторяемости по инструментальным данным. Результаты расчетов, выполненных с учетом введения поправок, учитывающих представительные периоды наблюдений для разных диапазонов магнитуд (согласно [1]), представлены на рис. 1.

График повторяемости магнитуд исход-ного каталога исторических землетрясений (1) за период наблюдений продолжительностью 121 год имеет вид (1*):

$$\lg Nc = -0.42 \cdot M_{\text{MCX, MCT}} + 0.34.$$
(1)

График повторяемости магнитуд уточненного каталога исторических землетрясений (2) за период наблюдений 118 лет имеет вид (2*):

$$lgNc = -0.6 \cdot M_{\mu ct.} + 0.56.$$
 (2)

График повторяемости магнитуд каталога инструментальных данных для ВКМ (3) для периода наблюдений 14 лет имеет вид (3*):

$$lgNc = -0.58 \cdot M_{\rm инстр.} + 1.55.$$
(3)

Для удобства сравнения графики приведены к 1 году и единичной площади, равной площади района.

Анализ данных рисунка 1 позволяет сделать заключение о том, что для исходного каталога исторических землетрясений события с M < 4,5 непредставительны, а события с M > 4,5 могут быть описаны одним законом повторяемости землетрясений с инструментальными данными в диапазоне магнитуд от 2,0 до 5,5, в то время как график повторяемости для уточненного каталога историче-



Рис. 1. Графики повторяемости магнитуд района ВКМ по данным: 1 – исходного каталога исторических землетрясений; 2 – уточненного каталога исторических землетрясений; 3 – инструментального каталога землетрясений; 1* – исходного каталога исторических землетрясений с учетом периода представительности для разных диапазонов магнитуд, согласно [1]; 3* – инструментального каталога землетрясений с учетом поправок за радиус представительно регистрации для разных диапазонов магнитуд

ских землетрясений в рабочем диапазоне магнитуд от 2,0 до 3,5 занижает уровень сейсмической опасности, как минимум на один порядок, а оценки максимальных магнитуд для соответствующих частот на 1-1,5 единицы магнитуды.

Следует отметить, что выполаживание графика повторяемости в области средних диапазонов магнитуд учитывалось при ОСР-97 и приводило к повышению сейсмической опасности.

Для понимания природы нелинейности графиков рассчитаны прогнозные пределы и прогнозные графики повторяемости магнитуд по геологическим и сейсмотектоническим данным.

Выводы:

1. Совместный анализ прогнозных пределов и наблюденных графиков повторяемости магнитуд позволяют установить причину нелинейности графиков повторяемости: она определяется включением в выборки сейсмических событий землетрясений, имеющих разную природу. От вялых, для которых деформации в очаге не превышают упругий предел для Земли в целом, до жестких, для которых деформации превышают данный предел и ограничиваются хрупко-пластическим пределом. Выполаживание графиков, как правило, контролируется событиями, формирующимися в зонах ВОЗ на неоднородностях (asperities), что, вероятно, и определяет переход от всестороннего к одноосному деформированию.

2. Уровень сейсмической активности графиков повторяемости определяется упругим пределом и скоростью деформации в зонах ВОЗ. Появление зацепов и спаек (asperities) в зонах ВОЗ приводит к изменению напряженно-деформированного состояния среды, релаксации напряжений на мелких неоднородностях и их накопление на крупных [6]. Что, в свою очередь, приводит к упрочнению среды и изменению скорости деформации.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Бугаев Е. Г, Кишкина С. Б., Сеелев И. Н.* Формализация оценки фоновых параметров сейсмического режима площадок глубинного захоронения радиоактивных отходов по сейсмологическим и геологическим данным // Вопросы инженерной сейсмологии. 2015. Т. 42. № 4. С.15-25.
- 2. Уломов В. И. Шумилина Л. С. Проблемы сейсмического районирования территории России. ОИФЗ РАН. 1999. С. 55.
- Shebalin N. V., Trifonjv V. G., Kozhurin A. I., Ulomov V. I., Tatevossian R. E. and Ioffe A. I. A Unified Seismotectonic Zonation Northtrn Eurasia // Journal of Earthquake Prediction Research 8. – 2000. – P. 8-31.
- 4. *Бугаев Е. Г.* Оценка пределов изменения графиков повторяемости магнитуд для развития риск-ориентированного регулирования безопасности атомных станций (на примере районов Восточно-Европейской и Северо-американской платформ) // Вопросы инженерной сейсмологии. ISSN 0132 - 2826. – М., 2014. – Т. 41. – № 3. – С. 37-54.
- 5. *Бугаев Е. Г.* О структурированной и рассеянной сейсмичности, жесткости очагов землетрясений и нелинейности графиков повторяемости магнитуд // Геодинамика и тектонофизика. 2011. Вып. 2. № 3. С. 244-265.
- 6. Родионов В. Н., Сизов И. А., Цветков В. М. Основы геомеханики. М.: Недра, 1986.

УДК 550.348.436

ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ КРЫМСКО-ЧЕРНОМОРСКОГО РЕГИОНА

В. Ю. Бурмин¹, Л. А. Шумлянская²

¹ Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия; ² Институт геофизики им. С. И. Субботина Национальной академии наук Украины, г. Киев, Украина

На рис. 1-2 и 3 показаны распределения эпицентров землетрясений и проекции гипоцентров на плоскости вдоль широты и долготы.

Данные представленные на этих рисунках взяты из крымских каталогов за 1970-2012 годы. Из рассмотрения этих рисунков видно, что глубинами практически всех гипоцентров лежат в интервале 0-50 км.

Координаты гипоцентров землетрясений Крымско-Черноморского региона до конца 80-х годов определялись графоаналитическими методами, а с начала 90-х годов с помощью ЭВМ [7]. По сути, все эти методы определения координат гипоцентров сводятся к минимизации функционала невязок теоретических t_i и наблюденных \tilde{t}_i времен пробега сейсмиче-

ских волн $S_t = \sum_{i=1}^{n} (t_i - \tilde{t}_i)^2$. Однако, как показано в работах [3, 4] такой подход к определению координат гипоцентров не является оптимальным.

Пусть R_i , D_i и H соответствуют теоретическим временам t_i пробега сейсмических волн от очага до *i*-й станции, где $R_i = v_i t_i$ – гипоцентральные расстояния; $D_i = \sqrt{R_i^2 - H^2}$ – эпицентральные расстояния и H – глубина очага землетрясения; $r_i = u_i t_i$, d_i и h – те же величины, но соответствующие истинному положению гипоцентра ($u_i = v_i - \delta v_i$). Тогда для функционала S_t справедлива оценка

$$S_{t} = \sum_{i=1}^{n} (t_{i} - \tilde{t}_{i})^{2} \leq \sum_{i=1}^{n} \rho_{i} (D_{i} - d_{i})^{2} + Y(H - h)^{2} = S.$$

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

ли, характеризующие неоднородность среды. Из полученного соотношения следует, что малость значения функционала S_t не гарантирует малости значений функционалов невязок в определении глубины гипоцентра землетрясения и эпицентральных расстояний, но малость значения функционала S влечет за собой малость значения функционала невязки времен. Это утверждение – следствие того факта, что квадрат разности $(R_i - r_i)^2$ суть квадрат разностей модулей векторов R_i и r_i и не зависит от их направлений, в то время как сумма квадратов разностей $(D_i - d_i)^2 + (H - h)^2$ есть квадрат модуля разности $R_i - r_i$ соответствующих векторов. Другими славами справедливо утверждение, что модуль разности двух сторон треугольника всегда меньше длины третьей его стороны.



Рис. 1. Распределение эпицентров землетрясений зарегистрированных на крымских сейсмостанциях за период с 1970 по 2012 годы (по каталогу)



Рис. 2. Долготное и широтное распределение гипоцентров землетрясений по глубинам зарегистрированных на крымских сейсмостанциях за период с 1970 по 2012 годы (по каталогу)



Рис. 3. Распределение эпицентров землетрясений зарегистрированных на крымских сейсмостанциях за период с 1970 по 2012 годы (после пересчета)

Задача определения гипоцентров землетрясений ставится как задача минимизации функционала

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

где D_i и H определяются из решения системы нелинейных уравнений, $(X-x_i)^2 + (Y-y_i)^2 + H^2 = v_i^2 (t_i - t_0)^2 = d_i^2 + h^2$.

В работах [3, 4] достаточно подробно описан алгоритм решения этой задачи. Также написана программа на языке ФОРТРАН98, которая реализует этот алгоритм. Программа предполагает использование времен прихода как продольных, так и поперечных волн. Время в очаге определяется по графика Вадати. Причем, достаточно задание времен прихода поперечных волн хотя бы на одной станции. В этом случае задается отношение скоростей продольных и поперечных волн равное 1,73. Предусмотрено также определение времени в очаге при фиксированном значении V_P/V_S . Помимо этого в качестве исходных данных задаются координаты сейсмических станций и скоростные колонки продольных волн под каждой станцией. Сравнение работы этой программы с программой НҮРО71 и её модификациями на тестовых моделях показывает существенное её преимущество перед программой НҮРО71. Особенно явно это преимущество обнаруживается при определении глубины очагов землетрясений, так как результаты работы программы НҮРО71, существенно зависит от опыта интерпретатора.

Учитывая то обстоятельство, что координаты гипоцентров традиционными методами могут определяться с большими ошибками, было решено переопределить координаты всех землетрясений зарегистрированных крымскими сейсмическими станциями. Данные о временах прихода продольных и поперечных волн были взяты из сейсмологических бюллетеней, которые публикуются с 1970 г. [Пустовитенко и др., 2010]. К сожалению, в бюллетенях за период с 1970 по 2012 гг. приведены данные только о 1470 событиях, зарегистрированных тремя и более станциями, в то время как в каталогах о чуть более чем 2100 землетрясений.

Прежде чем пересчитать координаты гипоцентров землетрясений, на основе анализа графиков Вадати, проведено очищение бюллетеней от «плохих» данных. Предполагалось, что большие погрешности в построение графиков Вадати, прежде всего, связаны с ошибками в определение на сейсмограммах фаза поперечных волн. В связи с этим, были убраны те значения времен прихода поперечных волн, которые дают большие отскоки от графика Вадати.

После корректировки исходных данных координаты все событий зарегистрированных тремя и более станциями были пересчитаны по программе упомянутой выше. Основные сведения о глубинном строении земной коры под сейсмическими станциями были получены из данных по профилям ГСЗ. Были взяты сейсмические разрезы земной коры Черного моря и Крыма, построенных по данным систематических исследований методом ГСЗ с 1957 г. (6, 11, 13, 17, 18, 26) [2, 6, 8], продолженные 70-х гг. – профиля 29, 30 [10], дополненные данными переинтерпретации, выполненной не так давно [1] и локальной томографии [5].

На рис. 3, 4 показаны результаты пересчета, для которых погрешности в определении глубины очага не превышает 5 км. Всего на рисунках представлены около 1318 событий из 1470, которые зарегистрированы 3-мя и более станциями.

Из рассмотрения рис. 3 видим, что распределение эпицентров землетрясений не очень сильно отличается от распределения построенного по каталогу. Но вот для распределения по глубинам отличие существенное. Если для каталожных событий глубины гипоцентров лежат в интервале 0-50 км, то после пересчеты оказывается, что глубина гипоцентров не ограничивается 50-ю км, распространяется вплоть до 300 км. При этом само распределение гипоцентров имеет колокола образную форму с вершиной в области ($\varphi \approx 44,5$, $\lambda \approx 34,5$) градусов.



Рис. 4. Долготное и широтное распределение гипоцентров землетрясений по глубинам зарегистрированных на крымских сейсмостанциях за период с 1970 по 2012 годы (после пересчета)

На рис. 5 представлена проекция трехмерного распределения гипоцентров крымских землетрясений.



Рис. 5. Проекции трехмерного распределения гипоцентров крымских землетрясений до глубин 300 и 70 км

Из рассмотрения рис. 3, видим, что распределение эпицентров землетрясений не очень сильно отличается от распределения, построенного по каталогу. Но вот для распределения по глубинам отличие существенное. Если для каталожных событий глубины гипоцентров лежат в интервале 0-50 км, то после пересчеты оказывается, что глубина гипоцентров не ограничивается 50-ю км, распространяется вплоть до 300 км. При этом само распределение гипоцентров имеет колокола образную форму с вершиной в области ($\varphi \approx 44,5$, $\lambda \approx 34,5$) градусов. Кроме этого, распределение гипоцентров по глубинам в диапазоне 0-50 км имеет бо-

лее компактное распределение в виде узких цилиндрических областей. Практически вертикальных в диапазонах глубин 0-13 км и 24-50 км, и наклонной в диапазоне 13-24 км.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Баранова Е. П., Егорова Т. П., Омельченко В. Д. Переинтерпретация сейсмических мате-риалов ГСЗ и гравитационное моделирование по профилям 25, 28, 29 в Черном и Азовском морях // Геофиз. журн. – 2008. – Т. 30. – № 5. – С. 124-144.
- 2. *Буланже Ю. Д., Муратов М. В., Субботин С.И. и др.* Земная кора и история развития Черноморской впадины М. : Наука, 1975. 357 с.
- 3. *Бурмин В. Ю*. Новый подход к определению параметров гипоцентров близких землетрясений // Вулканология и сейсмология. – 1992. – № 3. – С. 73-82.
- 4. *Бурмин В. Ю.* Обратные кинематические задачи сейсмологии. Новые подходы и результаты – Saarbrücken, Germany : Palmarium Academic Publishing, 2012. – 146 с.
- 5. Гобаренко В., Егорова Т., Стифенсон Р. Строение коры Керченского полуострова и северо-восточной части Черного моря по результатам локальной сейсмической томографии // Геофиз. журн. – 2014. – Т. 36. – № 2. – С. 18-32.
- 6. Козленко М. В., Козленко Ю. В., Лысынчук Д. В. Структура земной коры северозападного шельфа Черного моря вдоль профиля ГСЗ № 26 // Геофиз. журн. – 2013. – Т. 35. – № 1. – С. 142-152.
- 7. *Кульчицкий В. Е., Пустовитенко Б. Г.* 80 лет инструментальным наблюдениям в Крыму: история, итоги и перспективы // Геофизический журнал. 2008. Т. 30. № 5. С. 9-49.
- 8. *Порфирьев В. Б., Соллогуб В. Б., Чекунов А. В.* Строение и нефтегазоносность северной части Черного моря и сопредельных территорий. Киев : Наукова думка, 1978. 160 с.
- 9. Сейсмологический бюллетень Украины за 1993-2006 г. [Ежегодник]. Симферополь, 1996-2008.
- 10. Субботин С. И., Соллогуб В. Б., Лебедев Т. С. и др. Геофизические исследования территории Украины. – Киев : Наукова думка, 1972. – 253 с.

УДК 551.793

ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ТЕКТОНОЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ ГОЛОЦЕНА НА ЮГО-ВОСТОКЕ КМА

С. М. Бышина, А. И. Трегуб

Воронежский государственный университет, г. Воронеж, Россия

Юго-восточная часть Курских Магнитных Аномалий (КМА) характеризуется высокой техногенной нагрузкой. Здесь сосредоточены крупные железорудные карьеры, расположен Оскольский электро-металлургический комбинат, ряд других промышленных предприятий. Регион отличается достаточно высокой плотностью населения (города Старый Оскол, Губ-кин, Новый Оскол, Чернянка, и др.). В городах ведется интенсивное строительство. В связи со всем этим большое значение имеют данные о тектонике региона и, особенно, о вертикальных движениях различных временных диапазонов. Неотектонические движения (поздний олигоцен – квартер) определяют каркас современного рельефа территории. Движения голоцена (последние десять тысяч лет) весьма близки к современных движениям и во многом обусловливают активизацию опасных современных экзогенных геологических процессов.

В неотектоническом отношении характеризуемая территория расположена в пределах Оскольского прогиба, выделенного Г. И. Раскатовым в качестве структурного элемента второго

порядка в пределах Среднерусской антеклизы [1]. Активизация движений в пределах прогиба, по-видимому, сопоставляется с поздним неоплейстоценом (с рубежа 130 тыс. лет назад), когда в результате перехвата части бассейна (от п. Чернянка до г. Старый Оскол), принадлежавшей верховьям р. Потудань (правого притока Дона) долина р. Оскол приобрела близкие к современным очертания. Этот вывод базируется на особенностях распространения четвертичных речных террас [2]. В этой связи представляет интерес голоценовый этап в развитии прогиба, позволяющий проследить общую тенденцию в развитии структуры.

Для оценки величины вертикальных тектонических движений голоцена использовались результаты анализа формы продольного профиля рек в бассейне Оскола. Методика основана на сравнении топографического (реального) продольного профиля реки с его теоретическим аналогом [3]. Форма теоретического продольного профиля рассматривается как функция возрастающего расхода воды от верховьев к устью реки. Теоретический продольный профиль реки аппроксимируется уравнением скошенной параболы, где функцией является превышение данной точки профиля над устьем реки, а аргументом – расстояние по тальвегу от устья до данной точки [4].

В пределах территории Оскольского неотектонического прогиба соотношения теоретического и топографического профилей определены для долины р. Оскол и наиболее крупных его правосторонних и левосторонних притоков.



Рис. 1. Карта изодеф Оскольского неотектонического прогиба. Условные обозначения: 1 – области предполагаемых погружений в голоцене; 2 – изолинии равных деформаций (изодефы) продольных профилей речных долин, 3 – некоторые пункты определения величины деформации продольного профиля

Величина деформаций (разница между высотами данной точки на реальном профиле и теолретическом) представлена в виде картографической модели – карты изодеф [5] (рис. 1). При интерпретации полученных результатов области с отрицательными значениями сопоставляются с участками, испытывающими поднятие, а области с положительными значениями – с участками погружения. При этом абсолютная величина деформации продольного профиля позволяет оценить относительную величину вертикальных тектонических движений голоцена. Проведено сравнение положения аномалий топографических продольных профилей с особенностями литологического состава пород субстрата [6]. Оно показало отсутствие существенного влияния литологического состава пород на форму продольного профиля. Это позволяет предположить, что деформации профилей обусловлены в основном тектоническими причинами.

Среди деформаций профилей заметно преобладают положительные значения, позволяющие сделать вывод о том, что в пределах Оскольского неотектонического прогиба

в голоцене превалируют нисходящие движения, которые, по-видимому, наследуют движения неотектонического этапа в целом. На их фоне отчетливо выделяются изометричные участки с отрицательными значениями, которые можно сопоставить с локальными поднятиями, развивающимися в голоцене. Такие участки выделяются в приустьевой части р. Холок; в среднем течении р. Беленькая; в долине р. Осколец между городами Губкин и Старый Оскол. Размер локальных поднятий по латерали в среднем около 5 км.

Области предполагаемых отрицательных движений также неоднородны. Они осложнены локальными депрессиями, расположенными, в частности, в верховьях р. Холок, (на правобережье р. Оскол у с. Чубаровка), в верховье р. Орлик (у с. Истобное), у с. Соколово (вблизи западной окраины г. Старый Оскол).

Сопоставление приведенных данных с геоморфологическими особенностями строения долин на уровне поймы показывает, что участки предполагаемых локальных поднятий выражены сужением днища и уменьшением мощности голоценового аллювия. Напротив, участки прогнозируемых локальных депрессий сопоставляются с существенным увеличением ширины днища долины и увеличением мощности современного аллювия. За пределами поймы области локальных поднятий, кроме того, сопровождаются резким возрастанием уровня вертикального расчленения земной поверхности, значительным усилением процессов плоскостной и линейной (овражной) водной эрозии, а также суффозионных явлений [2].

Таким образом, в результате проведенных исследований можно сделать вывод о том, методика анализа деформаций продольных профилей речных долин может быть использована для приближенной оценки вертикальных движений голоцена с некоторой интерполяцией на актуотектонические движения.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Раскатов Г. И.* Геоморфология и неотектоника территории Воронежской антеклизы / Г. И. Раскатов. Воронеж : Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 1969. 164 с.
- 2. *Трегуб А. И.* Неотектоника территории Воронежского кристаллического массива // Труды НИИ геологии Воронеж. гос. ун-та. Воронеж : Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 2002. Вып. 9. 220 с.
- 3. Волков Н. Г. К методике тектонического анализа продольных профилей рек / Н. Г. Волков // Известия АН СССР. Сер. Географ. 1964. № 2. С. 118-120.
- 4. *Орлянкин В. Н.* Новый метод построения нормального профиля рек в целях морфоструктурного анализа (для горных рек Северо-Востока / В. Н. Орлянкин // Структурно-геоморфологические исследования Сибири. – Новосибирск : Наука, 1970. – Вып. 1. – С. 16-24.
- 5. *Фердман Л. И.* Метод изодеф и его тектоническая интерпретация в пределах Норильского района северо-запада Сибирской платформы / Л. И. Фердман // Методы геоморфологических исследований. Новосибирск: Наука, 1967. Т. 1. С. 5-13.
- 6. *Савко А. Д.* Литология и фации донеогеновых отложений Воронежской антеклизы / А. Д. Савко, С. В. Мануковский, А. И. Мизин [и др.] // Труды НИИ геологии ВГУ. Воронеж : Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 2001. Вып. 3. 201 с.

УДК 550.34

ОБ ОСОБЕННОСТЯХ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В СОЧИ-КРАСНОПОЛЯНСКОМ РАЙОНЕ ЗА ПЕРИОД 2013-2016 ГГ.

А. С. Войтова

Федеральный исследовательский центр «Единая геофизическая служба РАН», г. Воронеж, Россия

Территория региона Большого Сочи и Красной Поляны характеризуется интенсивным развитием хозяйственной деятельности, высокой плотностью населения и является зоной размещения черноморских курортных и спортивных объектов. Согласно действующей Карте общего сейсмического районирования территории Российской Федерации (ОСР-97) практически вся территория Большого Сочи отнесена к 8 и 9 балльным зонам сейсмических воздействий, а район красной Поляны к 10 балльной зоне. Землетрясения и вызванные ими экзогенные геологические явления (оползни, обвалы и др.) на данной территории чреваты серьезными социальными и экономическими последствиями [1].

Постоянно возрастающая нагрузка на природную среду требует детальной оценки сейсмической опасности. Сейсмологические данные, полученные инструментальным путем, являются фактическим материалом и основой для расчета сейсмической опасности и проведения детального сейсмического районирования. Целью настоящей работы являлось изучение особенностей пространственного распределения землетрясений в Сочи-Краснополянском районе за период 2013-2016 гг.

Выбранный район изучения характеризуется сложным тектоническим строением и наличием сейсмоактивных разрывных зон. В пределах данной территории выделяются основные глубинные разломы. В работе [2] показано, что сейсмоактивными являются: система продольных взбросо-надвигов (Пластунский, Монастырский, Краснополянский, Бекешийский) и поперечная Пшехско-Адлерская зона разломов. Характерной особенностью сейсмичности региона являются рои землетрясений – большое количество толчков, слабо варьирующих по силе, связанных с ограниченной по площади областью и заполняющих промежуток времени от месяца до года. Большинство этих толчков увязывается с системой продольных взбросо-надвигов Черноморской флексурно-разрывной зоны в акватории Черного моря (рис. 1) [2-3]. За последние 150 лет произошел ряд сильных ощутимых землетрясений в районе г. Сочи с М = 7-8 (в 1870, 1955, 1959 и 1970 гг.). Однако высокой сейсмической активностью отличаются, и структуры осевой части Большого Кавказа, где расположен поселок Красная Поляна. В частности расположенная в Сочи-Краснополянском районе Мзымтинская депрессия. За период инструментальных наблюдений в Мзымтинской депрессии произошла серия Краснополянских землетрясений 1955-1956 гг. М = 4,0-4,4, с максимальным макросейсмическим эффектом в Красной Поляне 7-8 баллов [3-4].



Рис. 1. Карта эпицентров землетрясений 2013-2016 гг. на тектонической схеме Сочи-Краснополянского региона, составленной в работе [2]: Тектонические зоны: выступы доюрского фундамента: Чг – Чугушский, П–Б – Пшекиш–Бамбакский, С – Софийский, Ла – Лабинский; С–К – Северо– Кавказская моноклиналь; П – Псеашхинская зона; Г – Гойтхская зона; Новороссийско–Лазаревский синклинорий: К – Краснополянская зона, Л – Лазаревская зона, Ч – Чвижепсинская зона; А – Абхазская (Гагро–Джавская) включая антиклинорий Ахцу–Кацирха (АК); Аи – Аибгинская зона; С–А – Сочи–Адлерская и Гудаутская (Г) депрессии южного склона. Линиями показаны основные разломы (с бергитрихами – взбросо-надвиги, бергитрихи направлены в сторону висячего крыла; сплошными – разломы неясной кинематики): Ч – Черноморский; В – фронт Воронцовского покрова; М – Монастырский; Кп – Кепиинский (Агвайский); Кр – Краснополянский; Б – Бекишейский; ГК – Главный Кавказский; Мз – Мзымтинский

На причерноморской территории Северо-Западного Кавказа до 2007 г. работали всего две сейсмические станции, такое малое количество не позволяло достаточно точно и в полном объеме регистрировать сейсмические события. Выбор района г. Сочи местом проведения Зимних Олимпийских игр 2014 г. послужил важным толчком в развитии сейсмологической сети наблюдения в регионе. В настоящее время на территории Северно-Западного Кавказа работает 17 сейсмических станций (рис. 2). В целом сейсмическая сеть в Причерноморье позволяет регистрировать землетрясения с энергией $K_{пред.} = 8,0$. Накопленный объем данных позволил начать работы по изучению особенностей пространственного распределения эпицентров землетрясений в данном районе.



Рис. 2. Карта размещения сейсмических станций сети ФИЦ ЕГС РАН (OBN и CMWS) в 2016 г. на территории Северно-Западного Кавказа

В Сочи-Краснополянском районе за период инструментальных наблюдений 2013-2016 гг. зарегистрировано 284 землетрясений, ML = 0,5-4,3, h = 1-46 км. Из них пять ощутимых со слабыми проявлениями (2-3 балла) в районе г. Сочи и п. Красной Поляны. В целом за период изучения регион характеризуется слабомагнитудным уровнем сейсмичности – наибольшее количество событий зарегистрировано с магнитудой 2,0-3,0, с магнитудой 4,0⁻⁵,0 всего 4 события (рис. 3). На рис. 1 представлено распределение эпицентров землетрясений 2013-2016 гг. на тектонической схеме [2].





При анализе размещения эпицентров землетрясений можно предварительно выделить несколько зон их группирования. Зона I (рис. 1, 4) «Гойтчско-Псеашхинская» выделяется на границе восточной части Гойтчской антиклинали и Псеашхинского поднятия приурочена к Бекешийскому и Краснополянскому разломам.

II зона (рис. 1) «Лазаревско-Краснополянская» имеет рассеянный характер расположения эпицентров и не имеет четких границ. Территория распределения эпицентров относится к западной и центральной части Новороссийско-Лазаревского синклинория, в пределах которого простираются западные сегменты Краснополянского, Бекишейского, Кепшинского и Монастырского разломов [2-3].

III зона «Мзымтинско-Краснополянская» (рис. 1, 4) попадает на территорию Мзымтинской депрессии, вдоль которой простираются центральная и восточные части Краснополянского (в восточной части Аибгинского) и Бекишейского разломов, а также пересекающий их Мзытинский разлом. По данным [2-3] наиболее опасными с сейсмической точки зрения являются, подножие среднегорной части Большого Кавказа, к которому приурочена зона Монастырского разлома и Мзымтинская депрессия в верховьях р. Мзымта. Прогнозная оценка максимально возможной магнитуды землетрясений для Мзымтинской депрессии в районе пос. Красная Поляна ($M_{max} = 7,3$) [3]. Из рис. 4 видно, что за изучаемый временной период на территории Монастырского разлома не зафиксированы землетрясения. В отличие от разлома в пределах Мзымтинской депрессии выделяется область, вытянутая вдоль Краснополянского разлома, в пределах которой располагаются эпицентры землетрясений по обе стороны от Мзымтинского разлома.



Рис. 4. Карта эпицентров землетрясений 2013-2016 гг. на тектонической схеме наиболее опасных активных разломов Сочи-Краснополянского района Сочи-Краснополянского региона, составленной в работе [2]: M(3) – западный сегмент Монастырского разлома, M(6) – восточный, M(4) – центральный, $\Pi(3)$ западный сегмент Пластунского разлома, $\Pi(6)$ – восточный, K(3) – западный сегмент Краснополянского разлома, K(6) – восточный (Аибгинский разлом), Б – Бекишейский, М3 – Мзымтинский разлом. 1 – взбросы (бергштрихи направлены в сторону поднятого крыла); 2 – сбросы (бергштрихи направлены в сторону поднятого крыла); 3 – преимущественно сдвиги; 4 – предположительно активные разломы по дистанционным данным

IV «Сочинская» зона носит локальный характер (рис. 1, 4) и расположена на территории Сочи-Адлерской депрессии непосредственно в пределах Пластунского разлома, который смещает аллохтон Воронцовского покрова. Как уже было сказано отличительной особенности Сочи-Краснополянского района является наличие роев землетрясений. Весной 2016 г. на территории Большого Сочи зафиксировано проявление слабых роевых последовательностей, отдельные землетрясения которых ощущались в Сочи интенсивностью 2-3 и 3 балла [5]. Ранее в 2013 г. в пределах данной территории уже были зарегистрированы землетрясения с макросейсмическим эффектом 2-3 балла. На рис. 4, представлена часть роевой последовательности, обозначенная в виде зоны III приуроченная к Пластунскому разлому.

В зоне V «Черноморской» (рис. 1, 4) эпицентры землетрясений пространственно вытянуты вдоль линии перпендикулярной Черноморскому разлому, при просмотре в плане продолжающей зону землетрясений Пластунского разлома. В более ранних исследованиях (рис. 1) данной особенности распределения эпицентров не выделялось. Отличительной чертой является, то, что большинство землетрясений данной области было зафиксировано весной 2016 г. в результате проявления слабых роевых последовательностей [5] в количестве 23 событий с 31 марта по 10 апреля. Данная зона требует дополнительного наблюдения в будущем.

Можно отметить, что в пределах территории Пшехско-Адлерской зоны разломов ССЗ простирания, которая является важнейшей особенностью тектонического строения района, за период наблюдения 2013-2016 гг. [2-3] сейсмических событий практически не зафиксировано, в отличие от более раннего периода наблюдений (рис. 1, 4).

Выводы. В Сочи-Краснополянском районе за период инструментальных наблюдений 2013-2016 гг. зарегистрировано 284 землетрясений. Из них пять ощутимых со слабыми проявлениями 2-3 балла в районе г. Сочи и п. Красной Поляны.

Проведена работа по предварительному группированию эпицентров землетрясений в отдельные зоны их расположения. В итоге было условно выделено 5 зон: «Гойтчско-Псеашхинская», «Лазаревско-Краснополянская», «Мзымтинско-Краснополянская», «Сочинская» и «Черноморская», которые представлены на тектонической схеме региона.

За рассматриваемый период инструментальных наблюдений было выявлено, что особенности пространственного распределения сейсмической активности связаны с разломными структурами Кавказского простирания, поперечная структура в виде Пшехско-Адлерской зоны разломов в рассматриваемый период не проявляется.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Рогожин Е. А., Овсюченко А. Н., Шварев С. В., Лутиков А. И., Новиков С. С. Оценка уровня сейсмической опасности районе Большого Сочи в связи со строительством олимпийских объектов // Геориск. № 4. 2008. С. 6-12.
- 2. Рогожин Е. А., Овсюченко А. Н., Лутиков А. И., Собисевич А. Л., Собисевич Л. Е., Горбатиков А. В. Эндогенные опасности Большого Кавказа. М. : ИФЗ РАН, 2014. 256 с.
- Рогожин Е. А., Овсюченко А. Н., Шварев С. В., Мараханов А. В., Новиков С. С. Особенности сейсмотектоники Сочи-Краснополянского района // Современные методы обработки сейсмологических данных : Материалы Пятой Международной сейсмологической школы / Отв. редактор А. А. Маловичко. Обнинск : ГС РАН, 2014. С. 174-177.
- 4. Ананьин И. В. Сейсмичность Северного Кавказа. М. : Наука, 1977. 149 с.
- 5. Войтова А. С., Габсатарова И. П. Исследование слабых роев в 2016 г. в районе Сочи и Красной поляны // Современные методы обработки сейсмологических данных : Материалы Одиннадцатой Международной сейсмологической школы / Отв. редактор А.А. Маловичко. Обнинск : ГС РАН, 2016. (в печати)

УДК 550.341

РЕЗУЛЬТАТЫ ИДЕНТИФИКАЦИИ И СТРУКТУРНО-КИНЕМАТИЧЕСКОЙ ПАРАМЕТРИЗАЦИИ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И КРЫМСКОГО СЕГМЕНТА СКИФСКОЙ ПЛИТЫ (ПО ДАННЫМ СКОРОСТНОЙ МОДЕЛИ ПРОФИЛЯ ГСЗ DOBRE-5)

Ю. М. Вольфман¹, Л. В. Фарфуляк²

¹ Институт сейсмологии и геодинамики ФГАОУ ВО «Крымский федеральный университет им. В. И. Вернадского», г. Симферополь, Россия; ² Институт геофизики им. С. И. Субботина Национальной академии наук Украины, г. Киев, Украина

Новые данные о строении Крымско-Черноморского региона получены в результате геологической интерпретации скоростной модели земной коры и верхней мантии в процессе

работ по ГСЗ в рамках Проекта DOBRE-5. Исследования проводились Институтом геофизики НАН Украины при участии специалистов Украины, Польши, Дании и Финляндии в пределах Крымско-Черноморско-Добруджского сегмента зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты. Геологическая интерпретация полученной скоростной модели (включая данные по ранее отработанному профилю ГСЗ 26 через шельф Черного моря от о. Змеиный до Крымского полуострова), параметризация и структурно-кинематическая идентификация основных разломных зон были выполнены при непосредственном участии авторов настоящей статьи [1].

Профиль DOBRE-5 ориентирован в широтном направлении и имеет длину более 600 км (рис. 1). Полученная скоростная модель дает представление о строении региона до глубин 50-70 км. Она отражает как структурные особенности осадочного чехла (со скоростями продольных волн $V_p = 2,05-5,70$ км/с) и гетерогенного основания Скифской плиты $(V_p = 5,72-6,00$ км/с), так и морфологию основных глубинных границ коры – поверхностей гранитно-гнейсового субстрата (или «гранитного» слоя с $V_p = 6,22$ км/с), «базальтового» слоя $(V_p = 6,50$ км/с) и Мохо (V_p =8.15-8.16 км/с) [1].



Рис. 1. Положение профиля DOBRE-5 (по [1], фрагмент). *1 – линия профиля; 2 – пункты взрывов* и их номера; *3 – местоположение донных сейсмических станций на профиле 26 и их номера; 4 – проекция на поверхность идентифицированной шовной зоны Восточно-Европейской платформы* и Скифской плиты (бергитрихи – по падению)

Особенности взаимоотношения элементов земной коры с разными скоростями продольных волн позволяют выделить зоны, которые с той или иной степенью достоверности можно интерпретировать как крупные разрывные нарушения. При этом следует учитывать, что практически все эти зоны (точнее – их проекции на плоскость профиля) являются довольно пологими, поскольку даже границы, кажущиеся субвертикальными, при уравнивании горизонтального и вертикального масштабов скоростной модели обретут наклонное положение. Представляется, что сам метод обработки сейсмического материала, ориентированный в значительной мере на латеральную увязку скоростных элементов разреза, ограничивает возможность выявления субвертикальных неоднородностей.

К основным структурам, интерпретируемым как крупные разломы, отнесены зоны 1-3 (рис. 2). Однако определяющая роль в строении региона принадлежит самой крупной из них – зоне 1, которая выделена по характерным изгибам поверхностей всех слоев с разными граничными скоростями и, по-видимому, является отражением крупной системы листрических сбросов.

Параметры зоны 1 соответствуют рангу крупных региональных структур: видимая горизонтальная амплитуда смещения вдоль нее достигает 60 км, вертикальная амплитуда – 12-15 км, ширина зоны ее динамического влияния составляет не менее 60 км, протяженность проекции в плоскости профиля – около 400 км. Следствием ее высокой тектонической активности является образование высокоскоростного ($V_p = 7,16$ км/с) сегмента нижней коры (по [1] – «high-velocity lower crust» или HVLС) в основании Каркинитского прогиба на глубинах 20-37 км в интервале 170-340 км. При этом допускается, что верхняя часть мантии в восточной части профиля (в интервале 380-520 км) «срезается» этим нарушением, то есть граница Мохо здесь отчасти имеет тектоническую природу.

Вследствие косопоперечного положения профиля по отношению к основным структурам региона, определение пространственно-кинематических параметров зоны 1 по характеру ее проекции на плоскость профиля DOBRE-5 весьма проблематично. Тем не менее, используя возможности графического анализа на стереографических сетках и привлекая известные данные о строении региона, некоторые варианты определения условий залегания этой зоны и реконструкции кинематических обстановок ее формирования все же допустимы (это – аспекты, оставшиеся за рамками [1]).



Рис. 2. Строение земной коры вдоль профиля DOBRE-5 (по [1] с упрощениями и дополнениями). 1 – осадочный чехол, 2 – гетерогенное основание Скифской плиты; 3 – гранитно-гнейсовый субстрат; 4 – «базальтовый» слой; 5 – верхняя мантия; 6 – поверхность Мохо; 7 – основные границы изменения скоростей; 8 – разрывные нарушения (цифры в кружках: 1 – зона сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты, 2-3 – надвиговые структуры гетерогенного основания крымского сегмента Скифской плиты – см. [2] в этом же сборнике)

В качестве исходных данных привлекаются вынесенные на стереограмму ориентировка профиля DOBRE-5 (274°) и угол наклона проекции тектонического нарушения (осредненный угол наклона ее на восток составляет около 8°). Возможные варианты положения тектонических нарушений с углами наклонов 8°, 10°, 20°, ... 80° как в северных, так и в южных румбах, показаны на рис. 3, *а* в виде дуг на верхней полусфере. Учитывая сбросовый характер зоны, для каждой из возможных плоскостей показана проекция вектора смещения, ориентированного строго по падению плоскости (стрелки, указывающие направление перемещения висячего крыла) или отклоняющегося от него на 15° (на рис. 3, *а* сегменты, выделенные жирным).

Кинематические обстановки формирования сбросовых разрывов идентифицируются по ориентировкам осей максимального растяжения—минимального сжатия (σ_3), поскольку оси σ_1 для сбросовых деформаций, по определению, занимают субвертикальное положение. Установить положение оси σ_3 для всех предполагаемых вариантов плоскостей зоны 1 (с учетом возможных отклонений вектора смещения), представляется возможным по аналогии с реконструкцией сбросовых полей напряжений для зеркал скольжения на стенках тектонических трещин (в центре квадранта растяжения). При этом центральное поле стереограммы (45-90°) не будет задействовано, поскольку оно является областью локализации оси σ_1 (рис. 3, δ).



Рис. 3. Структурно-кинематический анализ зоны 1 (верхняя полусфера): a – варианты положения плоскости разрыва и проекции вектора смещения; δ – соответствующие им положения осей максимального растяжения-минимального сжатия (σ_3). 1 – ориентировка профиля DOBRE-5; 2 – плоскости и векторы смещения при разных углах падения зоны в северных (C) и южных (Ю) румбах; 3-5 – вероятные положения осей σ_3 для соответствующих вариантов залегания зоны (3) и сегменты их возможной локализации для плоскостей с южным (4) и северным (5) падением; 6-7 – зона сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты (серый сегмент – с учетом изменения углов падения), вектор смещения ее висячего крыла (б) и реконструированное положение оси σ_3 для этой зоны (7)

Анализ приведенных построений показывает, что:

1. В случае, если исследуемое нарушение простирается перпендикулярно профилю DOBRE-5, оно имеет восточное падение в среднем под углом 8°, а сбросовое смещение висячего крыла происходит на восток. Проекция оси σ_3 ориентирована на восток под углом 35-45°; следовательно, реальное растяжение происходит под таким же углом в западном направлении, поскольку реализация его в верхнюю полусферу физически невозможна.

2. При углах 10-15° плоскости имеют диагональные простирания – северо-восточное с падением на юго-восток или северо-западное с падением на северо-восток; соответственно, перемещение висячего крыла происходит в юго-восточном и северо-восточном направлениях. Проекции осей растяжения имеют относительно крутое падение (30-40°) и находятся, соответственно, в юго-восточном и северо-восточном секторах стереограммы.

3. При углах наклона более 20° все предполагаемые плоскости приобретают субширотное (с небольшими отклонениями) простирание, а векторы смещений и проекции оси σ_3 ориентированы субмеридионально. В нижней половине стереограммы размещаются оси растяжения как для полого падающих (с углом < 45°) структур с южным падением, так и для разрывов с углом > 45° с падением на север; в верхнем сегменте – наоборот.

4. Из стереограммы (рис. 3, б) также видно, что для зоны 1 вероятность растяжения, близкого к субмеридиональному направлению, составляет более 65 %.

Таким образом, с высокой степенью достоверности можно полагать, что данная зона имеет субширотное (или близкое к нему) простирание с падением в южных или в северных румбах, а ее формирование было обусловлено обстановками субмеридионального растяжения. Сразу отметим, что второй из этих вариантов (северное падение), учитывая протяженность зоны 1 и амплитуду сбросовых смещений, невозможно вписать в общий структурный контекст региона. В то же время 1-й вариант (падение в южных румбах) предоставляет широкие возможности для уточнения важных аспектов региональной тектоники.

Из рис. 1 и 2 видно, что область выхода зоны 1 в приповерхностные горизонты (к востоку от о. Змеиный) строго соответствует западно-юго-западному продолжению того сегмента границы Восточно-Европейской платформы, который установлен по данным бурения в Крыму. К югу от этой линии (о. Змеиный – перешеек Крымского полуострова) резко увеличиваются мощности нижнемелового и более молодых осадочных комплексов [3-5 и др.]. Это позволяет рассматривать ее как проекцию на дневную поверхность северной тектонической границы интенсивно погружающихся бассейнов мезозойско-кайнозойской седиментации – зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и крымского сегмента Скифской плиты, а зону 1 на профиле DOBRE-5, соответственно, как ее глубинное структурное выражение. В этой трактовке образования, слагающие о. Змеиный, относятся не к байкальскогерцинским комплексам основания Скифской плиты, а к чехлу Восточно-Европейской платформы, что согласуется как с данными исследователей, непосредственно изучавших состав и возраст пород на о. Змеиный, так и с некоторыми ранее опубликованными вариантами трактовки положения границы разновозрастных платформ [4, 6 и др.].

Учитывая средний угол наклона зоны 1 на профиле (8°) и вероятный азимут ее простирания на поверхности (70°), истинные элементы залегания шовной зоны разновозрастных платформ составят 160/17° (азимут и угол падения) [1]. В том случае, если зона представляет собой сброс без существенной сдвиговой составляющей, ориентировка проекции вектора смещения составит $340 \pm 15/17^{\circ}$, а оси $\sigma_3 - 160 \pm 15/28^{\circ}$ (рис. 3). То есть, формирование зоны 1 происходило в обстановке субмеридионального, точнее, северо-северо-западного–югоюго-восточного растяжения: $340 \leftrightarrow 160^{\circ}$. В условиях строго меридионального растяжения, что вполне допустимо, учитывая данные о влиянии кинематических обстановок на цикличность геологических процессов в пределах Крыма и Северного Причерноморья в течение альпийского этапа [7], зона приобретает сдвиговую составляющую, и может быть идентифицирована как правый сдвиго-сброс.

Безусловно, эта зона, хоть она и аппроксимирована плоскостной моделью, представляет собой весьма сложную и, отнюдь, не прямолинейную и не плоскостную систему. Ширина области ее динамического влияния оценивается в десятки километров, поскольку в разрезе уверенно выделяются также низкоранговые разрывы с аналогичными элементами залегания. При этом в верхних горизонтах коры падение зоны более крутое (до 30°), а с глубиной оно постепенно выполаживается (рис. 2, рис. 3, *а – сегмент, залитый серым*), вследствие чего она обретает облик «классического» листрического сброса.

Таким образом, анализируемая зона представляет собой региональную систему сбросов восточно-северо-восточной ориентировки, идентифицируемую как фрагмент южной границы Восточно-Европейской платформы, вдоль которого происходило перманентное погружение крымского сегмента Скифской плиты [1]. Тектоническая активизация ее могла периодически происходить в течение рифея-палеозоя, о чем свидетельствует большая (по сравнению с Добруджским регионом) мощность слоя с $V_p = 5,72-6,05$ км/с, соответствующего гетерогенному основанию Скифской плиты (рис. 2). Такое предположение верно при условии, что это утолщение не обусловлено доальпийскими коллизионными процессами вдоль внешнего края Восточно-Европейской платформы. Максимум тектонической активности зоны, по-видимому, приходится на киммерийский и, главным образом, на альпийский этапы. На это указывают наличие мощного киммерийского комплекса в составе гетерогенного основания этого сегмента Скифской плиты и Горного Крыма, а также существенно более значительные, чем на смежном причерноморском склоне Восточно-Европейской платформы, мощности альпийского осадочного чехла.

ЛИТЕРАТУРА

 Starostenko V., Janik T., Yegorova T., Farfuliak L., Czuba W., Środa P., Thybo H., Artemieva I., Sosson M., Volfman Y., Kolomiyets K., Lysynchuk D., Omelchenko V., Gryn D., Guterch A., Komminaho K., Legostaeva O., Tiira T., Tolkunov A. Seismic model of the crust and upper mantle in the Scythian platform: the DOBRE-5 profile across the north western Black Sea and Crimean peninsula // Geophys. J. Int. – 2015. – Vol. 201. – P. 406-428.

- 2. Вольфман Ю. М., Колесникова Е. Я. Надвиговые структуры гетерогенного основания крымского сегмента Скифской плиты (по результатам интерпретации скоростной модели профиля ГСЗ DOBRE-5). В наст. сборнике.
- 3. *Ермаков Ю. Г., Вольфман Ю. М.* Тафрогенез и его роль в формировании платформенных структур форланда поднятий Добруджи и Горного Крыма // Доклады АН УССР. Серия Б. 1986. № 4. С .9-12.
- Геология шельфа УССР. Тектоника / В. Б. Соллогуб, А. В. Чекунов, М. Р. Пустильников, В. И. Старостенко, Н. В. Соллогуб, Р. И. Кутас, М. А. Бородулин, О. М. Русаков, В. Б. Бурьянов, В. Д. Соловьев, О. И. Рогоза, А. А. Шиманский, В. В. Щербаков. – Киев : Наук. думка. – 1987. – 152 с.
- Khriachtchevskaia O., Stovba S. & Stephenson R. Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform // Geological Society, Special Publications. – London, 2010. – Vol. 340. – P. 137-157.
- 6. *Ткаченко Г. Г., Пазюк Л. И., Самсонов А. И.* Геология острова Змеиный (Черное море) // Геология побережья и дна Черного и Азовского морей в пределах УССР. – Киев : Изд-во Киев. ун-та, 1969. – Вып. 3. – С. 3-7.
- 7. Вольфман Ю. М. О влиянии кинематических обстановок на цикличность геологических процессов в пределах Крыма и Северного Причерноморья в течение альпийского этапа // Геофизика. 2008. Вып. 30. № 5. С.101-114.

УДК 550.341

НАДВИГОВЫЕ СТРУКТУРЫ ГЕТЕРОГЕННОГО ОСНОВАНИЯ КРЫМСКОГО СЕГМЕНТА СКИФСКОЙ ПЛИТЫ (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИНТЕРПРЕТАЦИИ СКОРОСТНОЙ МОДЕЛИ ПРОФИЛЯ ГСЗ DOBRE-5)

Ю. М. Вольфман, Е. Я. Колесникова

Институт сейсмологии и геодинамики ФГАОУ ВО «Крымский федеральный университет им. В. И. Вернадского», г. Симферополь, Россия

На профиле ГСЗ DOBRE-5, кроме структуры, идентифицируемой как южная граница Восточно-Европейской платформы ([1-2], а также рис. 1, зона 1), в составе крымского сегмента основания Скифской плиты (скорости продольных волн $V_p = 5,70-6,00$ км/с) выделяются зоны, разграничивающие «подвешенные» фрагменты земной коры со скоростями, характерными для дорифейского гранитно-гнейсового субстрата ($V_p = 6,22-6,30$ км/с). Здесь наблюдается утроение разреза с переслаиванием высокоскоростных и менее скоростных слоев. При этом основание верхнего фрагмента с $V_p = 6,22$ км/с как бы срезается почти прямолинейной границей, имеющей свое восточное продолжение в осадочных комплексах (рис. 1, зона 2), где она также отделяет расположенный выше более скоростной осадочный слой $(V_p = 4,50 \text{ км/c})$ от нижележащего менее скоростного $(V_p = 3,50 \text{ км/c})$. Вероятно, эта же неоднородность обусловила наличие флексурообразного изгиба скоростных границ на западном борту Центральнокрымского поднятия (в интервале 350-370 км профиля на глубине около 5 км). Протяженность зоны на профиле составляет около 270 км, глубина залегания – 5-8 км, вертикальная амплитуда смещения – более 4 км. Видимая мощность подстилающего низкоскоростного слоя составляет 2-3 км. Аналогичная ситуация наблюдается и на глубинах 7-15 км, где высокоскоростные образования ($V_p = 6,25-6,30$ км/с) залегают на слое, характеризуемом скоростями $V_p = 5,90-6,00$ км/с. Эта граница раздела (рис. 1, зона 3) слабо изогнута и также весьма протяженна (не менее 250 км). Вертикальная амплитуда смещения вдоль нее составляет от 4 до 15 км, мощность подстилающего низкоскоростного слоя – до 7 км.

В коллективной статье [1] большинство авторов сошлось во мнении, что наблюдаемое чередование на профиле высокоскоростных и низкоскоростных фрагментов коры обусловлено наличием крупных палеозойских интрузивов гранитоидного состава в строении гетерогенного основания Скифской плиты, вследствие чего подошвы высокоскоростных «подвешенных» фрагментов показаны как нетектонические. В принципе подобная точка зрения имеет право на существование, поскольку наличие палеозойских гранитоидных образований в Крыму отмечается в литературе [3-4 и др.]. Однако есть более веские основания полагать, что высокоскоростные тела в основании Центральнокрымского поднятия являются не палеозойскими интрузивами, а фрагментами дорифейского гранитно-гнейсового субстрата (кристаллического фундамента), «выдавленными» по зонам полого падающих разломов. В пользу их тектонического происхождения свидетельствуют:

1. Субпластовый «бескорневой» характер проявления высокоскоростных фрагментов коры (протяженность на профиле более 200 км при мощности до 7 км).

2. Почти линейный характер границы основания верхних массивов (зоны 2), на тектоническую природу которой указывает также продолжение предполагаемого нарушения в осадочном чехле (в восточной части профиля – интервал 530-640 км), где более высокоскоростные слои разреза также залегают на менее скоростных образованиях (рис. 1).

3. Локализация высокоскоростных фрагментов в ядре Центральнокрымского поднятия основания Скифской плиты, в то время как все предполагаемые и установленные позднепалеозойские образования [3-4 и др.] расположены вдоль зон сочленения крупных геоструктур (Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты или Скифской плиты и Горнокрымского сооружения), где внедрению гранитоидных магм в верхние горизонты земной коры могла способствовать высокая проницаемость последней.



Рис. 1. Строение верхней части земной коры вдоль профиля DOBRE-5. 1-9 – литолого-стратиграфические комплексы осадочного чехла: 1 – среднемиоцен-четвертичный; 2 – эоцен-олигоценовый (Преддобруджского) и олигоцен-нижнемиоценовый (Каркинитско-Северокрымского и Индоло-Кубанского) прогибов; 3 – верхнемеловой-эоценовый Каркинитско-Северокрымского прогиба; 4 – нижнемеловой-эоценовый Индоло-Кубанского прогиба; 5 – нижне-верхнемеловой (альб-сеноманский) терригенный (а) и терригенно-вулканогенный (б) Каркинитско-Северокрымского прогиба; 6 – среднеюрскийнижнемеловой; 7 – триасовый; 8 – пермский; 9 – среднедевонский-карбоновый; 10 – рифейсконижнедевонский нерасчлененный комплекс платформенного чехла Приднестровского склона Восточно-Европейской платформы (а), синхронные ему отложения Северной Добруджи, переработанные в байкальскую и варисскую эпохи (б); 11 – байкальско-киммерийское гетерогенное основание Скифской плиты; 12 – дорифейский гранитно-гнейсовый субстрат. Пунктир и цифры в кружках – разрывные нарушения: 1 – зона сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты (см. [2]), 2-3 – надвиговые структуры гетерогенного основания крымского сегмента Скифской плиты – Верхний (зона 2) и Нижний (зона 3) Центральнокрымские надвиги
4. Отсутствие в пределах Равнинного Крыма достоверно установленных крупных гранитоидных интрузивов, поскольку все сведения о наличии таковых основываются на косвенных признаках – ороговикование, мигматизация, наличие краевых фаций и т. п.

Таким образом, «переслаивание» высокоскоростных и низкоскоростных слоев позволяет рассматривать данный фрагмент геологического разреза в системе «автохтон– паравтохтон–аллохтон», предполагая наличие тектонических границ в основании «бескорневых» гранитоидных образований (зоны 2 и 3 на рис. 1).

Определение пространственных параметров этих зон и реконструкция кинематических обстановок их формирования выполнены на тех же принципах, что и идентификация шовной зоны сочленения Скифской плиты и Восточно-Европейской платформы [2] – путем графического анализа на стереографических сетках и по аналогии с известными приповерхностными структурами, установленными в регионе.

В качестве исходных данных привлечены вынесенные на стереограмму ориентировка профиля DOBRE-5 (азимут 274°) и угол наклона проекций предполагаемого тектонического нарушения. Поскольку осредненные углы наклона проекций зон 2 и 3 близки между собой (около 1° и 4°, соответственно), допустимо смоделировать ситуацию для осредненной проекции, имеющей наклон на восток, равный 3° (на рис. 2, a – точка «X»).



Рис. 2. Структурно-кинематический анализ зон 2 и 3 (верхняя полусфера): a – варианты положения плоскостей разрыва и проекции векторов смещения; б – соответствующие им положения осей максимального сжатия (σ_1); b – результаты параметризации Березовского надвига (изолинии – изогипсы поверхности надвига; кружки – скважины и их номера: b числителе возраст пород bкровле надвига, b знаменателе – ее абсолютная отметка); c – площади, b пределах которых установлены надвиги (1 – Березовский, 2 – Сарыбашский). 1 – ориентировка профиля DOBRE-5; 2 – плоскости и векторы смещения при разных углах падения зон b северных (C) и южных (HO) румбах; 3-5 – вероятные положения осей σ_1 для разных вариантов залегания зон (3) и сегменты их возможной локализации для плоскостей с южным (4) и северным (5) падением; 6 – Березовский надвиг и вектор смещения его висячего крыла; 7 – реконструированное положение оси σ_1 для этого надвига

Для того чтобы любая из возможных плоскостей удовлетворяла заданным условиям, проекции этих плоскостей на стереограмме должны проходить через эту точку. Все возможные варианты тектонических нарушений с углами наклона 3° , 5° , 10° , 20° , ... 80° как в северных, так и в южных румбах, показаны фрагментарно в виде полудуг пунктиром (рис. 2, *a*).

Исходя из предположения, что анализируемые нарушения представляют собой взбросы, надвиги или поддвиги (каковая их природа обосновывается особенностями взаимоотношений высокоскоростных и низкоскоростных комплексов), для каждого из них определяется положение проекции вектора смещения, ориентированного строго по восстанию плоскости (на рис. 2, a – стрелки, указывающие направление перемещения висячего крыла) или отклоняющегося от него в ту или иную сторону на 15° (отрезки, выделенные жирным).

Согласно классификации деформационных режимов тектонического разрывообразования [5], кинематические обстановки взбросо-надвиговых структур и их парагенезисов реконструируются по ориентировкам осей максимального сжатия-минимального растяжения (σ_1). Учитывая, что ось σ_1 , располагаясь в квадранте сжатия, отклоняется от нарушения в плоскости «вектор смещения-полюс разрыва» на величину, близкую 45° (либо 45° – α , где α – угол скалывания), представляется возможным определить ее ориентировку для всех предполагаемых вариантов плоскостей зон 2 и 3, включая возможные отклонения вектора от вертикального положения (рис. 2, δ). При этом центральное поле стереограммы (45-90°) не будет задействовано, поскольку, по определению, оно является областью локализации оси минимального сжатия – максимального растяжения (σ_3).

Анализ результатов построений (рис. 2 *a*, б) показывает, что:

1. В случае если исследуемое нарушение перпендикулярно плоскости профиля DOBRE-5, оно имеет восточное падение под заданным углом (3°), а перемещение висячего крыла происходит на запад. При этом проекция оси сжатия имеет широтную (восточную) ориентировку и угол падения приблизительно 40-45°.

2. При углах наклона 5-10° плоскости имеют диагональные простирания – северовосточное с падением на юго-восток или северо-западное с падением на северо-восток; соответственно, перемещение висячего крыла происходит в северо-западном и в юго-западном направлениях. Оси сжатия ориентированы также диагонально и имеют относительно крутое падение – 30-40°.

3. При углах наклона более 15° все предполагаемые плоскости имеют субширотное (с небольшими отклонениями) простирание, а проекции векторов смещений и осей сжатия σ_I тяготеют к меридиональным сегментам стереограммы. При этом в южном полушарии будут размещаться оси сжатия как для надвиговых (с углом падения < 45°) структур с южным падением, так и для взбросов (с углом падения > 45°) с северным падением; в северном сегменте – картина диаметрально противоположная.

4. Из стереограммы (рис. 2, б) следует, что большая часть (более 70 %) возможных положений взбросо-надвиговых зон тектонических нарушений характеризуется обстановками субмеридионального сжатия.

Таким образом, с высокой степенью вероятности можно полагать, что тектонические зоны 2 и 3 имеют субширотное простирание с падением от 15 и более градусов как в южных, так и в северных румбах, и их формирование обусловлено наличием обстановок субмеридионального сжатия в регионе.

Первый вариант (падение в южном направлении) допускает некоторое структурное сходство анализируемых разломных зон с позднепалеозойской Северокрымской сутурой, вдоль которой микроконтинент Скифия граничит с Лавразией, или с локализованными к югу от этой сутуры субширотными региональными надвигами, формирование которых отнесено также к позднепалеозойскому этапу конвергенции [6]. Однако имеются доводы, не позволяющие отождествлять зоны 2 и 3 с позднепалеозойскими структурами, поскольку возраст выделенных разрывов не древнее позднемелового, на что указывает смещение комплексов платформенного чехла одной из этих зон.

Второй вариант предполагает северное падение зон 2 и 3. На допустимость такой интерпретации указывает наличие надвигов в основании платформенного чехла, установленных по данным бурения глубоких скважин. В одной из разведанных структур Равнинного Крыма – Березовской, расположенной к северу от линии профиля на расстоянии 20-25 км (рис. 2, *г*), установлено надвиговое нарушение, параметры которого уверенно определяются по сдвоенным фрагментам разреза меловых отложений (рис. 2, *в*), что позволяет оценить время формирования надвига как поздне- или послемеловое. Березовский надвиг (на рис. 2, *а* – БН) имеет простирание 280-290°, угол падения (в направлении 10-20°) составляет около 15°; амплитуда смещения достигает почти 1,5 км. При этом проекция надвига на плоскость профиля DOBRE-5 имеет те же параметры, что и западная часть зоны 2: ее наклон на восток составляет 1-2°. Близкие значения элементов залегания Березовского надвига указаны и в работе [7]. Здесь же приведены результаты палеореконструкций Сарыбашского дизъюнктивного нарушения с аналогичными параметрами, расположенного в непосредственной близости от Березовского надвига (рис. 2, *г*).

Поскольку иные критерии для надежной параметризации зон 2 и 3 отсутствуют, можно предположить, что локализованные в их висячем борту Березовский и Сарыбашский надвиги являются низкоранговыми структурными аналогами этих зон. Формирование всех надвигов происходило в обстановке субмеридионального сжатия; в этом случае обе зоны, выделенные на профиле DOBRE-5, имеют северное падение, а величина перемещения по ним составляет от 15 км (зона 2) до 30 и более км (зона 3). Учитывая местоположение в структуре Равнинного Крыма, их можно обозначить как Верхний (зона 2) и Нижний (зона 3) Центральнокрымские надвиги.

Результаты идентификации и структурно-кинематической параметризации зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и крымского сегмента Скифской плиты [1-2] и вышеописанных надвиговых структур вполне согласуются с данными по цикличности колебательных движений земной коры, обусловленной чередованием обстановок тангенциального субмеридионального сжатия-растяжения в регионе [8], и с кинематическими обстановками тектонического разрывообразования в Горном Крыму [9].

ЛИТЕРАТУРА

- Starostenko V., Janik T., Yegorova T., Farfuliak L., Czuba W., Środa P., Thybo H., Artemieva I., Sosson M., Volfman Y., Kolomiyets K., Lysynchuk D., Omelchenko V., Gryn D., Guterch A., Komminaho K., Legostaeva O., Tiira T., Tolkunov A. Seismic model of the crust and upper mantle in the Scythian platform: the DOBRE-5 profile across the north western Black Sea and Crimean peninsula // Geophys. J. Int. – 2015. – Vol. 201. – P. 406-428.
- 2. Вольфман Ю. М., Фарфуляк Л. В. Результаты идентификации и структурно-кинематической параметризации зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и крымского сегмента Скифской плиты (по данным скоростной модели профиля ГСЗ DOBRE-5). В этом же сборнике.
- 3. Добровольская Т. И. Палеозойские гранитоиды в Горном Крыму // Петрология литосферы и рудоносность. – Л., 1981. – С. 187.
- 4. Плахотный Л. Г., Бондаренко В. Г. Платформенные структуры и магматизм нижней части чехла Равнинного Крыма // Платформенные структуры обрамления Украинского щита и их металлоносность. – Киев : Наук. Думка, 1972. – С. 211-221.
- 5. Гущенко О. И., Мострюков А. О., Петров В. А. Структура поля современного регионального напряжения сейсмоактивных зон земной коры восточной части Средиземноморского активного пояса // Доклады АН СССР. 1991. Вып. 312. № 4. С. 830-835.
- 6. *Юдин В. В.* Геодинамика Черноморско-Каспийского региона. Киев : УкрГГРИ, 2008. 117 с.

- 7. *Рогожников В. Д.* Дислокации Сарыбашского гребня в равнинном Крыму // Геодинамика Крымско-Черноморского региона. – Симферополь : Ин-т геофизики НАНУ, Крымский экспертный совет, 1997. – С. 77-80.
- 8. Вольфман Ю. М. О влиянии кинематических обстановок на цикличность геологических процессов в пределах Крыма и Северного Причерноморья в течение альпийского этапа // Геофиз. жур. 2008. Вып. 30. № 5. С. 101-114.
- 9. Вольфман Ю. М. Деформационные режимы и кинематические обстановки новейшего тектонического разрывообразования в пределах Горного Крыма. // Геофиз. журн. 2015. Вып. 37. № 1. С. 100-120.

УДК 550.34:621.039.9

ИССЛЕДОВАНИЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ ДИСКРИМИНАНТОВ ПО МАТЕРИАЛАМ ПОДЗЕМНЫХ ЯДЕРНЫХ ВЗРЫВОВ В СЕВЕРНОЙ КОРЕЕ В 2006-2016 гг.

И. П. Габсатарова

Федеральный исследователский центр «Единая геофизическая служба РАН», г. Обнинск, Россия

Подобные исследования проводятся в ФИЦ ЕГС РАН в рамках работ, направленных на выработку критериев (дискриминантов) распознаванию природы сейсмических событий.

Корейская Народно-Демократическая Республика (КНДР) за десять последних лет провела четыре ядерных испытания в виде подземных ядерных взрывов (ПЯВ) в районе полигона Пунгери [1-3]. Это тестовые испытания, которые КНДР проводит с периодичностью 3-3,5 года (табл. 1).

Таблица 1

		/ I I		1	'	,	7 1		
N⁰	Дата	Врмя в очаге ч-мин-с (СМТ)	Ши- рота	Дол- гота	Глу- бина	К-во стан-	mb/N	GAP	Эпицен- тральные
		(GMT)	град.	град.	КМ	ЦИИ			расстояния
1	09.10.2006	01-35-26.0	41,31	128,6	0	11	4,0/6	125	2,83-73,66°
2	25.05.2009	00-54-40.9	41,29	129,07	0	51	5,0/31	95	2,78-94,48°
3	12.02.2013	02-57-49.4	41,31	129,10	1	70	5,3/36	42	1,99-94,44°
4	06.01.2016	01:29:59.0	41,28	129,09	1	39	5,2/15	105	$2,78-68,70^{\circ}$

Основные параметры ядерных взрывов в Северной Корее 9 октября 2006 г., 25 мая 2009 г., 12 февраля 2013 г. и 6 января 2016 г. по данным ССД ГС РАН

В Международном центре данных IDC СТВТО (Организации Договора о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний) процедура «отбора» событий (screening) для определения их природы (присвоения им категории с оценкой числовым баллом) основана на использовании следующих критериев [4-5]:

- 1) соотношение магнитуд объемной и поверхностной волн (*Ms:mb*);
- 2) оценка глубины явления (Depth);
- 3) соотношение высокочастотных региональных амплитуд P/S (Reg);
- 4) энергетика сейсмического местоположения и анализ гидроакустического сигнала (Hydro).

Пороговое значение фильтрации события по критерию Ms:mb – SCOREM, определяют по следующей формуле с использованием среднесетевых значений магнитуд:

$$SCOREM = \frac{2.20 - (1.25 \cdot mb - Ms)}{2\sigma_{M}} - 1,$$

Критерий Ms:mb применяется ко всем событиям с $mb \ge 3,5$, представленным в REB IDC (Reviewed Event Bulletinof the CTBT_IDC), для которых имеется, по крайней мере, 2 значения Ms. Если SCOREM > 0, событие отфильтровывается как имеющее природное происхождение, если SCOREM ≤ 0 , событие отбирается для бюллетеня SEB (Standard Event Bulletin) и подвергается дальнейшему процессу с использованием других дискриминантов: дискриминанта по критерию глубины явления (DSRORE) и по критерию соотношения амплитуд региональных фаз (RSCORE).

По данным IDC СТВТО все четыре Северо-Корейских события имели подтверждение природы ПЯВ по «магнитудному» критерию. Например, SCOREM (12.02.2013 г.) = -3,79, SCOREM (06.01.2016 г.) = -3,49.

Для полноты картины определения природы события проведено исследование третьего из названных критериев, связанного с соотношение высокочастотных региональных амплитуд P/S (Reg) по записям ближайших региональных станций российской сети.

ПЯВ КНДР зарегистрированы многими станциями на территории России. Наибольшую информативность несут в себе сейсмические записи ближайших из них: «Мыс Шульца» MSH ($\Delta = 2,00^{\circ}$), «Владивосток» VLA ($\Delta = 2,78^{\circ}$), «Горнотаежное» GRTR ($\Delta = 3,33^{\circ}$), «Уссурийск» (станция МО РФ+СТВТО) USRK ($\Delta = 3,61^{\circ}$), «Терней» ТЕҮ ($\Delta = 6,64^{\circ}$), «Кульдур» KLR ($\Delta = 8,17^{\circ}$), «Хабаровск» КНВК ($\Delta = 8,32^{\circ}$) (рис. 1). Записи этих станций частично находятся в непрерывном оперативном доступе для ССД ГС РАН, частично присылаются из Сахалинского филиала ГС РАН по запросу. Они использовались на этапе уточнения параметров ПЯВ, записи четырех ближайших станций «Мыс Шульца», «Владивосток», «Горнотаежное», «Уссурийск» исследованы на предмет нахождения особенностей волновой картины и поиска сейсмических дискриминантов.



Время (час:мин:сек)

Рис. 1. Записи вертикальной компонентой сейсмическими станциями Дальневосточного региона Российской Федерации ПЯВ в Северной Корее 6 января 2016 г.

Характерные черты взрыва на записях четырех ближайших станций (MSHR, GRTR, VLA и USRK), выражаются в первую очередь в регистрации максимальной энергии колебаний в продольных волнах, вторичные фазы (Pg-волна) имеют большие амплитуды (превышающие примерно в три раза), чем регистрируемые в первом вступлении. В более удаленной зоне (например, на записях сейсмостанций «Терней», «Кульдур», «Хабаровск», «Горный») волновая картина несколько изменяется: Pg-волна неуверенно регистрируется, а максимальная энергия отмечается в группе колебаний, приуроченных к Pn-волне. Во всех четырех случаях на горизонтальных компонентах практически отсутствует Sn-волна, но отчетливо проявляется Lg-волна, на записи станции «Мыс Шульца», она особенно отчетливо видна на отфильтрованной записи в полосе 0,5-2,0 Гц. При фильтровании в полосе 0,04-0,125 Гц выделяется поверхностная волна Релея с максимумом, соответствующим групповой скорости V = 2,62 км/с и периодом T = 9,5 с.

Как отмечается в [6] для записей на станциях находящихся в I зоне удаления от взрыва на расстояниях $\Delta \ge 200$ км первой регистрируется волна Pn. Однако, судя по величине групповой скорости на записи «Мыс Шульца», удаленной на 220 км, V = 6,36 км/с – в первые вступления выходит волна, возможно, иной природы или, что также вероятно, скорости распространения Pn для этого района ниже стандартных значений по годографу IASP91 или AK135 (V = 7,8 км/с).

Если за время в очаге принять $T_0 = 01^h 30^m 00.49^s$ (REB IDC), то начало группы волн с максимальными амплитудами регистрируется через 37,17 сек, это соответствует групповой скорости V = 5,86 км/с. Близкое значение принято для волны Pg в годографе IASP91 и используемом в «Стандартная номенклатура сейсмических фаз» (V = 5,8 км/с) [7]. Эта группа длительностью 2,5 с имеет сложное строение и вероятно сформирована за счет интерференции других отражений, в состав которых могут войти и запредельные отраженные волны PbPb и PgPg. Вероятно, это могло привести к некоторому увеличению амплитуды в этой группе.

Заметим, что южно-корейские сейсмологи используют для интерпретации волны как Pg групповую скорость V = 6,0 км/с [8], а в [9] для выделения и интерпретации региональных сейсмических фаз на записях ПЯВ в Северной Корее используют интервалы групповых скоростей: Pn – $V = 7,8 \div 6,4$ км/с; Pg – $V = 6,3 \div 5,1$ км/с; Lg – $V = 3,7 \div 2,9$ км/с; волна Релея – $V = 5,0 \div 2,0$ км/с.

По имеющимся в нашем распоряжении данным только одна сейсмическая станция «Владивосток» из рассматриваемых станций записала все четыре взрыва в Северной Корее на региональных расстояниях примерно в 305 км. Представляет интерес провести сравнительный анализ записей взрывов на этой станции. На рис. 2 трехкомпонентные записи всех четырех ПЯВ даны в едином амплитудном масштабе без применения фильтрации.

В волновой картине четырех взрывов наблюдаются как схожие, так и отличительные черты, которые в том числе определяются различной мощностью и механизмов произведения ПЯВ. В качестве схожих черт во всех случаях, можно назвать выделение интенсивной вторичной волны Pg, которая регистрируется через 5,1 сек после первого вступления и хорошо заметна как на вертикальных, так и на горизонтальных составляющих и практическое отсутствие выраженных *Sn*-волн и наличие Lg-волны (лучше видна на фильтрованной записи в полосе 0,5-1,5 Гц. Отличительные черты лучше видны также на фильтрованных записях и связаны с поверхностной волной Релея – для первого события она практически отсутствует, а для других имеет разную интенсивность.

Сейсмические записи ближайших станций «Мыс Шульца», «Горнотаежное», «Владивосток» и «Уссурийск» исследованы на предмет эффективности отдельных дискриминантов, в связи с известной проблемой эффективности распознавания ПЯВ на региональных расстояниях в зависимости от трассы распространения сигналов. В [1-3] было показано на записях ближайших станций более ранних ПЯВ в Северной Корее, что спектральные отношения волн Pg/Lg на российских региональных станциях, расположенных в азимутальном створе 40-90° показали такую же эффективность, как и китайская станция MDJ ($\Delta = 373$ км, Az = 6°) [10], а также другие станции Китая и Южной Кореи, удаленных на расстояния ∆ = 190-560 км в различных азимутах [8-9].



относительное время (час:мин:сек)

Рис. 2. Трехкомпонентные записи трех взрывов в Северной Корее цифровой станцией «Владивосток» в одном амплитудном масштабе и без фильтрации

Для получения вероятностного критерия различия взрывов и землетрясений (дискриминантов), широко используются амплитудные спектры и их отношения для волн Pn, Pg, Sn и Lg [11], а также логарифмы спектральных отношений фрагментов названных фаз [8-10]. Причем для ПЯВ в Северной Корее, как показано в [8-9], для Южной Кореи и Китая получены устойчивые результаты на среднесетевых значениях.

Впервые для ПЯВ 6 января 2016 г. рассчитаны среднесетевые значения log Pg/Lg для российских региональных станций: «Мыс Шульца» (СМG-3ESP), «Владивосток» (использовались записи сейсмометра СМG-40T (1,0-20 Гц), установленного в 2014 г. в рамках работ по сотрудничеству с Южно-Корейской сейсмологической службой (КІGAM - Korea Institutes of Geoscience and Mineral Resources), «Горнотаежное» (L4C-3D, STS-2+LS7000XT) и «Уссурийск», расположенных на расстояниях $\Delta = 2,0-3,61^{\circ}$. Полученные значения сопоставлены с аналогичными данными по станции MDJ из [10] (рис. 3) и со среднесетевыми значениями для всех трех ПЯВ по данным Южно-Корейских станций из [9] (рис. 4). Установлено хорошее их соответствие.

Выводы. Проведенный анализ волновой картины четырех ПЯВ в Северной Корее на российских станциях в региональной зоне и для последнего ПЯВ 06 января 2016 г. подтверждает установленные признаки записей ядерных взрывов на региональных расстояниях: короткопериодный характер записи в первых вступлениях продольных волн, максимальная энергия в объемных волнах (в полосе 2-4 Гц), относительно малая интенсивность поперечных волн группы Sn, Sg, и весьма интенсивная в узком частотном диапазоне каналовая волна типа Lg.





Рис. 3. Логарифм спектральных отношений Pg/Lg по записям четырех станций «Мыс Шульца», «Владивосток», «Горнотаежное» и «Уссурийск» (вертикальные тонкие линии показывают статистические погрешности), расположенных на расстояниях $\Delta = 2,0-3,61^{\circ}$ от эпицентра ПЯВ на фоне двух кривых спектральных отношений Pg/Lg, полученных по станции MDJ для ПЯВ 09.10.2006 г. (кривая серого цвета) и землетрясений (кривая черного цвета) из [10]

Рис. 4. Среднесетевые спектральные отношения Pg/Lg для семи сейсмических событий, включающих три ПЯВ в Северной Корее и четыре ближайшим к ним землетрясения из [9]. На рисунок черными квадратами нанесены значения спектральных отношений Pg/Lg по данным четырех российских станций

Эффективность дискриминанта логарифм спектрального отношения Pg/Lg, подтверждается на среднесетевых значениях российских станций.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Старовойт О. Е., Габсатарова И. П., Коломиец М. В. Регистрация подземного ядерного взрыва в Северной Корее Геофизической службой РАН // Вестник НЯЦ РК. 2008. Вып. 2. С. 27-32.
- Маловичко А. А., Габсатарова И. П., Коломиец М. В. Особенности волновой картины подземного ядерного взрыва в Северной Корее 25 мая 2009 года по данным регистрации российскими сейсмическими станциями // Вестник НЯЦ РК. – 2010. – Вып. 3. – С. 45-52.
- Маловичко А. А., Габсатарова И. П., Коломиец М. В. Особенности волновой картины подземного ядерного взрыва в Северной Корее 12 февраля 2013 года по данным регистрации российскими сейсмическими станциями // Вестник НЯЦ РК. – 2014. – Вып. 2 (58). – С. 20-29.
- 4. *Кедров О. К.* Сейсмические методы контроля ядерных испытаний. Москва–Саранск : Изд-во ИФЗ РАН, 2005. С. 420.
- 5. *Бобров Д. И., Койн Дж. М.* Существующая система отбора событий в Международном Центре Данных // Вестник НЯЦ РК. 2009. № 3. С. 11-16.
- 6. *Пасечник И. П.* Характеристики сейсмических волн при ядерных взрывах и землетрясениях. – М. : Наука, 1970. – 193 с.
- Storchak D., Bormann P., Schweitser J. Standard nomenclature of seismic phases. Information Sheet IS 2.1 //IASPEI New Manual of Seismological Observatory Practice (NMSOP). Volume 1. Editor Peter Bormann. GeoForschungsZentrum Potsdam. 2002-2012.
- Shin J. S., Sheen D.-H. and Kim G. Regional observations of the second North Korean nuclear test on 2009 May 25. // Geophys. J. Int. 2010. Vol. 180. P. 243-250. doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04422.x

- Lian-Feng Zhao, Xiao-Bi Xie, Wei-Min Wang, and Zhen-Xing Yao Yield. Estimation of the 25 May 2009 North Korean Nuclear Explosion //Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 102, No. 2, pp. 467–478, April 2012, doi: 10.1785/0120110163
- 10. *Richards P. G.*, *Kim W.-Y.* Analysis of digital seismograms from nuclear explosions across forty years // Вестник НЯЦ РК. 2008. Вып. 2. С. 21-26.
- 11. Гамбурцева Н. Г. Сейсмический метод идентификации подземных ядерных взрывов и землетрясений на региональных расстояниях / Н. Г. Гамбурцева [и др.] // Физика Земли. 2004. № 5 С. 80-94.

УДК: 550.343.42

РЕКОНСТРУКЦИЯ МАКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА С ЦЕЛЬЮ УТОЧНЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ РЕГИОНА

И. П. Габсатарова¹, А. А. Никонов², О. П. Каменская¹, Л. Д. Флейфель²

¹ Федеральный исследователский центр «Единая геофизическая служба РАН», г. Обнинск, Россия; ² Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

Территория Северо-Западного Кавказа (С-ЗК) традиционно находится под пристальным вниманием сейсмологов сначала СССР, и затем украинских специалистов (ее Анапская зона) и теперь – России. Множество конкретных региональных работ выполняется непрерывно. В различных коллективных публикациях по сейсмичности и сейсмической опасности, включая и обобщающие, вплоть до карт сейсмического районирования С-ЗК, целиком входящему в состав России, внимания уделялось мало, например, в публикации [1]. Периодически обобщение текущих исследований осуществляется в рамках проектов по общему сейсмическому районированию. Примерами последнего поколения карт ОСР служат макеты ОСР-2012, ОСР-2014 и ОСР-2016 под редакцией сначала В. И. Уломова, а затем В. И. Уломова и М. И. Богданова. На макете карт ОСР-2016 под редакцией В. И. Уломова и М. И. Богданова сейсмическая опасность региона отражена следующим образом. Хотя на исходной карте активных разломов под редакцией В. Г. Трифонова показаны разломы, и продольные и поперечные (последние даже густо), но на выходных картах А, В и С они не нашли никакого отражения. На картах за 500 и 1000 лет весь ЮЗ склон Большого Кавказа, в его северо-западной части, покрывает широкая непрерывная полоса сотрясений VIII баллов, а CB склон – полоса VII баллов. IX-балльная зона выделена только на картах для периодов 5000 и 10000 лет вдоль ЮЗ склона.

Недавно опубликованы результаты коллективной работы шести авторов по детальному сейсмическому районированию Северного Кавказа [2-3], в которых «приводятся результаты нового обобщения данных о сейсмической опасности региона» и «принципиально новый макет сейсмотектонической основы для карты сейсмической опасности Северо-Западного Кавказа» [2, с. 38]. Основой оценок и расчетов опасности послужили два блока данных, обобщенных на картах «активных тектонических структур Северного Кавказа» [2, рис. 2] и «эпицентров землетрясений Северного Кавказа и сопредельных территорий по инструментальным и историческим данным с древнейших времен по 2012 г. ($M \ge 3,3$)» [2, рис. 1]. На первой из названных карт в пределах С-3К (да и вообще Северного Кавказа) активные поперечные структуры отсутствуют. Результирующая «Карта зон ВОЗ Северного Кавказа с указанием их сейсмического потенциала» [2, рис. 3 (без легенды)] также не содержит ни одной поперечной зоны. На карте эпицентров более сильные события ограничены двумя, на юго-востоке знак VII-VIII балльного землетрясения (1963 г.) и имеет знак VI-VII балльного события на северо-западе в Анапской зоне (1966 г.). Такое представление заведомо не отражает сейсмически (в виде сильных землетрясений) «с древнейших времен». Макросейсмические данные за последние 150 лет в работе явно не использовались. При расчетах сейсмической опасности в баллах авторами *«было признано оправданным … использовать непосредственно уравнение макросейсмического поля для Кавказского региона»* [2, с. 40], как оно давалось в 1980 г. Уравнение макросейсмического поля следующее:

$$I = 1,5 \cdot M_s - 3,5 \cdot \lg R + 3,0,$$

где *R* – расстояние между гипоцентром землетрясения и точкой наблюдения [2, с. 41]. Авторы заключают исследование так: «... по сравнению с фрагментами карт OCP-97 для Кавказа полученные результаты выглядят более дифференцированно и в целом заметно понижают уровень сейсмической опасности региона» [2, с. 42]. Если при построениях для региона в целом это возможно и приемлемо, но при детальном сейсмическом районировании С-3К, на наш взгляд, требуется установление изменчивости параметров закона затухания макросейсмического поля, с учетом различной ориентировки макросейсмических полей и очагов землетрясений.

К настоящему времени собраны первичные данные по макросейсмическим проявлениям и построены карто-схемы макросейсмических полей нескольких землетрясений С-ЗК. Они частично опубликованы ранее [4-13], частично пересмотрены в ход настоящего исследования. В таблице 1 приводятся уточненные параметры землетрясений, макросейсмические поля которых подверглись пересмотру и/или уточнению исходным описаниям сейсмических воздействий, и по которым, соответственно осуществлено изменение конфигурации изолиний балльности, а также уточнение положения макросейсмических эпицентров. При этом обнаружилось, что на С-ЗК в последние 150 лет возникали землетрясения с эпицентральными областями (очагами) не только продольными относительно главных структурных единиц общекавказского простирания, но и поперечные к ним (рис. 1).

Таблица 1

						·			
Год	Дата	Время	Широта	Долгота	<i>h</i> , км	М	I ₀	Азимут дл. оси	Источник
1870	07.VII	11:36	43,6°	39,7°	20 (15-30)	6,2 ± 0,2	VII-VIII ± 0,5	45°	[10]
1879	22.III		39,2°	47,6°	11 5-22	$6,5 \\ \pm 0,5$	XI ± 1	70°	[12]
1926	19.IV	07:49:58	45,3° ± 0,2°	39,1° ± 0,4°	20 (10-30)	$5,5 \\ \pm 0,7$	VII ± 0,5	-	[11]
1954 1	10 3/1	2.XI 11:27:40	44,7°	40,7°		$4,6 \pm 0,5$	V ± 0,5	90°	наст. работа
1954 2	12.XI		44,2°	40,8°		4,6 ± 0,5	VI ± 0,5	110°	наст. работа
1955	21.XII	19:54:52	43,6° ± 0,1°	$40,1^{\circ} \pm 0,1^{\circ}$	(4) 2-8	$4,3 \pm 0,5$	(VII) ± 1	50°	[6,14]
1963	16.VII	18:27:14	43,15°	41,65°	5 ± 5	6,4 ± 0,2	IX ± 0,5	120°	[13]
1966	12.VII	18:53:08	44,7° ± 0,2°	37,3° ±0,2°	55 36-85	$5,8 \\ \pm 0,1$	VII ± 0,5	35°	[9]
1969	08.I		44,.8°	37,1°		$4,9 \\ \pm 0,5$	VII	50°	[5]
1969	12.VII		44,9°	37,5°		4,0 ± 0,3	V-VI	40°	[5]
1970	12.IV	01:59:25	43,84 ± 0,1°	39,34° ± 0,1°	7 5-10	$5,1 \pm 0,3$	$\begin{array}{c} \text{VII-VIII} \\ \pm 0,5 \end{array}$	135°	[14]

Каталог сильных землетрясений С-З Кавказа с уточнениями параметрами



Рис. 1. Карта обобщенных макросейсмических данных по землетрясениям С-ЗК за последние 150 лет. Черными линиями показаны изосейсты отдельных землетрясений и годы их возникновения. Белые линии – основные линеаменты по Карте ОСР-97. Для построения карты использована ГИС EEDB [15], на врезке – Сочинский участок

Во многих работах по неотектонике и сейсмотектонике С-3К вполне определенно продемонстрировано, что в новейшей геологической истории региона наряду с главенствующими продольными, складчатыми и разрывными, тектоническими структурами СЗ простирания важную роль играют и поперечные, секущие разломы северо-восточного простирания [3]. Тот факт, что макросейсмические поля второй группы землетрясений разной интенсивности имеют поперечную ориентацию длинных осей изосейст, дает все основания считать поперечные зоны разломов, наряду с продольными, сейсмогенерирующими и, в ряде случаев, с достаточно высоким сейсмическим потенциалом. Это очевидное научное положение, однако практически не нашло отражения на картах ОСР последнего поколения, да и на более детальных [2-3].

В целях более полного представления роли поперечных зон в сейсмическом процессе региона и для адекватных оценок сейсмического потенциала и сейсмической опасности авторы сосредоточились именно на группе землетрясений с очагами поперечными, ограничившись вначале на той части, которая отражается в макросейсмических полях и характере затухания колебаний в регионе в антикавказском направлении. Все собранные материалы прошли цифровую обработку: изолинии балльности цифруются с помощью программы MapVeiwer, заносятся координаты населенных пунктов и, уточненных макросейсмических очагов, автоматически определяются гипоцентральные расстояния, собирается информация о разломных и линеаментных структурах и механизмах очагов. Все данные закладываются в ГИС ЕЕDB [15], уже содержащую детальную топографическую основу. Здесь приведены только два примера обработки новых карто-схем макросейсмического поля умеренных землетрясений региона, в докладе будут представлены и остальные.

Чхалтинское землетрясение 1963 г. подверглось весьма тщательному исследованию в отношении макросейсмических характеристик [13]. В рамках данной работы дополнительно определены координаты 67 населенных пунктов, рассчитаны гипоцентральные расстояния от заново определенного макросейсмического эпицентра, проведено сопоставление кривых закона затухания макросейсмической энергии с наблюденными данными (рис. 2, кривая 2). Наиболее близко наблюденные данные описываются законом с коэффициентами b = 1, 6, v = 4, 0, c = 2, 4, при среднеквадратичных отклонениях $\delta_l = \pm 0,58$ балла. Коэффициенты b = 1, 6, v = 3, 1, c = 2, 5 рекомендуемые в [14, с. 26] для Большого Кавказа (кривая 1 на рис. 2) и осредненные значения для всех неглубоких землетрясений b = 1, 5, v = 3, 5, c = 3 (кривая 3 на рис. 2) находятся существенно выше на графике относительно наблюденных данных и характеризуются только положительными значениями отклонений в среднем $\delta_l \ge 1$ балла.





Рис. 2. Чхалтинское землетрясение 1963 г. Распределение новых оценок интенсивности в населенных пунктах: 1 – по гипоцентральному расстоянию. Кривые закона затухания с различными коэффициентами затухания: 2 – для Большого Кавказа, 3 – осредненные для всех неглубоких землетрясений, 4 – полученные авторами

Рис. 3. Псебайское землетрясение (землетрясения) 1954 г. Распределение новых оценок интенсивности в населенных пунктах 1 – по гипоцентральному расстоянию. Кривые закона затухания с различными коэффициентами затухания: 2 – подобранные авторами, 3 – осредненные для вех неглубоких землетрясений

Псебайское землетрясение 12.XI.1954 г. получило характеристику в монографии И.В. Ананьина [16] и, естественно, включено в виде параметрической строки в [14], (табл. 1). Краткие сведения о сотрясениях и оценка их силы давались для 32 пунктов, и еще для 8 пунктов указано отсутствие ощущений в них. На этом материале составлена карта-схема макросейсмического поля (изосейсты VI, V, IV баллов, две высшие – сплошными линиями) [16, рис. 79]. Длинные оси изосейст вытянуты по азимуту CB-35°, что означает принятие этим автором такого же простирания разлома в качестве сейсмогенерирующего и очага соответствующего направления. Внимательное ознакомление с картой-схемой не обнаруживает, однако, регулярного расположения пунктов с уменьшающейся интенсивностью от одной центральной области демонстрирует значительную беспорядочность. Как и в работе с другими землетрясениями, авторы заново, по первичным сведениям, определили интенсивность сначала без обращения к карте в каждом пункте согласно Шкале MSK-64 (табл. 1) и в дальнейшем работали с уточненными оценками силы сотрясений. При вынесении этих значений на карту (рис. 3) обнаружилось отчетливое группирование более высоких значений в двух, разделяемых полосах, не меридионального, а близширотного, т. е. кавказского, направления. При дополнительном привлечении, хотя и ограниченных, сведений о количестве толчков и о направлении толчков в нескольких пунктах обнаружилось согласование с намеченными на севере и юге отдельными приэпицентральными областями. В южной области с максимальными колебаниями VI-VII баллов в станице Андрюковской сила колебаний оказалась существенно больше, чем в северной области (V баллов).

Так определилось, во-первых, возникновение двух независимых землетрясений, а, во-вторых, позиция эпицентрального, более сильного из них Псебайского, состоявшего из 3-х толчков. Стало понятно, почему в некоторых публикациях землетрясение называли Верхне-Лабинским, по сведениям с севера захваченной колебаниями области. В таблице 1 даны заново определенные по макросейсмическим данным параметры обоих событий.

По новым данным землетрясению удовлетворяют параметры затухания для Северного Кавказа b = 1,6, v = 3,1, c = 2,2 ($\delta_l = \pm 0,8$ балла), а полученная по осредненным параметрам b = 1,5, v = 3,5, c = 3 кривая лежит существенно ниже наблюденных данных (рис. 3, кривая 2).

Интересно, что по совершенно независимым археосейсмическим признакам для периода примерно от 4,5 до 2,0-1,5 тыс. лет назад зона мощных сотрясений выделяется в той же полосе [8], что вряд ли может быть случайностью.

Тщательная проработка различных по характеру и времени проявления макросейсмических данных по С-ЗК дает основание выдвинуть несколько научных позиций, важных с точки зрения выделения главных сейсмогенерирующих зон в его пределах (на суше) и оценок сейсмической опасности в масштабе региона. Главным надо признать вывод о наличии в регионе крупных не только продольных сейсмогенерирующих зон кавказского направления, но и поперечных, секущих, менее протяженных, но с вероятным продолжением под дном моря, способных продуцировать землетрясения разрушительного характера [8, 17-18]. Ранее таковые, выделявшиеся геологами, правда в разном числе и с разной степенью обоснованности, ускользали от внимания сейсмологов как вполне опасные. По имевшимся ранее и полученным заново данным выделяются группы землетрясений с продольными очагами, простиранием 112 (90-135)°, и поперечными, с простиранием 42 (35-50)°, причем по несколько событий в каждой группе. Хотя каталог сильных землетрясений в целом для региона не простирается за пределы двух последних столетий (исключение – Анапская зона), согласно исследованиям одного из авторов и по палеосейсмогеологическим исследованиям ранним и последних лет (А. Н. Овсюченко и др., С. В. Шварев) имеются весомые основания считать сейсмический потенциал продольных сейсмогенерирующих зон в пределах южного склона Главного Кавказского хребта по магнитуде превышающим M = 6, особенно в ЮВ части. С помощью археосейсмического подхода удалось установить, что и поперечные зоны, Анапская и Сочинская, относятся к высокосейсмичным в пределах сотен и тысяч лет, порождающим очаги, по-видимому, также антикавказской вытянутости, с $M \ge 6$ и $M \ge 6,5$ [8]. Вкупе рассматриваемые полученные данные не оставляют сомнений в необходимости признать, как в целом по региону, так и в выделенных зонах, с учетом образуемых ими пересечениями, т. е. сейсмотектонических узлов, ситуацию в долгосрочном аспекте существенно более опасной, если не по верхнему уровню магнитуд, то по пространственному охвату и частоте разрушительных событий, чем это принималось и принимается до сих пор в научных исследованиях и официальных документах.

Появление эпицентральных областей землетрясений, следующих друг за другом или разделенных во времени и пространстве (по меридиану), в пределах одних и тех же главных поперечных зон С-ЗК, Анапской и Сочинской, представляется справедливым рассматривать, как проявление их геодинамической предопределенности, сейсмогенерирующей способности и связи напряженного состояния и его изменений в разных частях каждой из зон (в отличие от соседних пространств). Это может содействовать выработке прогностических оценок и ожиданий в периоды активизации в каждой из зон.

ЛИТЕРАТУРА

 Уломов В. И., Данилова Т. И., Медведева Н. С., Полякова Т. П., Шумилина Л. С. К оценке сейсмической опасности на Северном Кавказе // Физика Земли. – 2007. – № 7. – С. 31-45.

- 2. Рогожин Е. А., Лутиков А. И., Овсюченко А. Н., Донцова Г. Ю., Родина С. Н., Кучай М. С. Опыт детального сейсмического районирования Северного Кавказа // Природа и техногенные риски. Безопасность сооружения. 2013. № 4. С. 38-42.
- Рогожин Е. А., Овсюченко А. Н., Лутиков А. И., Собисевич А. Л., Собисевич Л. Е., Горбатиков А. В. Эндогенные опасности Большого Кавказа. – М. : ИФЗ РАН, 2014. – 256 с.
- 4. *Ананьин И. В., Зыбина И. А.* Анапское землетрясение 12 июля 1966 г. // Землетрясения в СССР в 1966 году. М. : Наука, 1970. С. 56-62.
- 5. *Аранович З. И., Зарайский М. П., Якушева В. Н.* Сейсмичность Анапского района по инструментальным данным // Физика Земли. 1972. № 1. С. 79-85.
- 6. Джабуа Ш. А., Кац А. З., Сафарин А. Н., Цхакая А. Д., Чураян А. Л. Краснополянское землетрясение 21-27 декабря 1955 г. и его последствия // Бюлл. Совета по сейсмологии АН СССР. – 1958. – № 5. – С. 3-34.
- 7. Добрыченко А. В., Зарайский М. П., Вандышева Н. В., Шебалин Н. В. Сочинский рой землетрясений 1969-1971 гг. // Землетрясения в СССР в 1971 г. М. : Наука, 1975. С. 36-45.
- Никонов А. А. Новый подход к оценке сейсмического потенциала и сейсмической опасности черноморского побережья Кавказа (по археосейсмическим материалам) // Матер. Междунар. конфер «Геолого-геофизическая среда и разнообразные проявления сейсмичности» 23-25 сентября 2015 г. – Нерюнгри, 2015а. – С. 267-274.
- Никонов А. А. К вопросу о сопоставлении характеристик исторических и современных землетрясений // Геофизические исследования. – М.: ИФЗ РАН, 2005. – Вып. 1. – С. 27-36.
- 10. *Никонов А. А.* Сильнейшее из зарегистрированных в районе Большого Сочи землетрясение 1870 г. – новые оценки параметров / 3-я Росс. конфереренция по сейсмостойкому строительству и сейсмическому районированию. – Сочи, 1999. – С. 27.
- 11. *Никонов А. А.* Сильные землетрясения в районе Краснодарского водохранилища: новые оценки // Гидротехническое строительство. 1994. № 5. С. 35-38.
- 12. *Никонов А. А., Чепкунас Л. С.* Сильные землетрясения в низовьях Кубани ревизия данных // Геофизический журнал. 1996. № 3. С. 29-41.
- 13. Никонов А. А., Флейфель Л. Д. Чхалтинское землетрясение 1963 г.: новые макросейсмические определения. (В печати).
- 14. *Новый* каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. М. : Наука, 1977. 536 с.
- 15. Михеева А. В. Подготовка, визуализация и анализ сейсмологических данных в программном комплексе GIS-EEDB // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных : Материалы Седьмой междунар. сейсмол. школы. – Обнинск : ГС РАН, 2012. – С. 192-196.
- 16. Ананьин И. В. Сейсмичность Северного Кавказа. М. : Наука, 1977. 148 с.
- Никонов А. А. Поперечные глубинные зоны разломов Северо-Западного Кавказа (по макросейсмическим данным) // Проблемы региональной тектоники Северного Кавказа и прилегающих территорий : Материалы Междунар. конференции. – Геленджик, 1997. – С. 31-32.
- 18. Никонов А. А. Активные поперечные морфоструктуры на Черноморском побережье России, как они выявляются по геоморфологическим, геологическим и сейсмическим данным // Структурно-геоморфологические исследования для решения задач неотектоники и геодинамики : Материалы конференции, посвященной 100-летию со дня рождения Н. П. Костенко (1915-2005). МГУ, 29 сентября 2015 г. – М., 2015 б. – С. 37-40.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ПАЛЕОСУБДУКЦИОННОЙ ЗОНЫ НА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

С. В. Гаврилов¹, А. Л. Харитонов²

¹ Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия; ² Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н. В. Пушкова РАН, г. Москва, Россия

Введение. На северо-восточной окраине Восточно-Европейской платформы расположена Тимано-Печорская нефтегазоносная провинция. На западе и юго-западе эта нефтегазоносная провинция ограничена складчатыми сооружениями Тиманского кряжа, а на востоке и северо-востоке – хребтами Урала и Пай-Хоя. Геофизическими методами устанавливается северная граница провинции, проходящая по субширотному глубинному разлому приблизительно в 50 км к северу от о. Колгуев в Баренцевом море. В строении провинции выделяется ряд крупных впадин (Ижма-Печерская, Денисовская, Хорейверская, Коротаихинсая, Косью-Роговская), разделенных региональными поднятиями (Восточно-Тиманский и Печоро-Колвинский мегавалы, Шапкино-Юрьяхинский, Лайский, Колвинский, Варандейский валы, вал Сорокина). Отмечается, что с валами связаны основные зоны нефтегазонакопления (см. http://www.trubagaz.ru/gkm/kumzhinskoe-gazokondesatnoe-mestorozhdenie/). Вытянутые параллельно юго-западной границе Тимано-Печорской плиты чередующиеся зоны топографических поднятий и депрессий, и подобным же образом вытянутые периодически чередующиеся гравитационные аномалии [1] свидетельствуют, что своим происхождением эти структуры могут быть обязаны конвекции в мантийном клине, образовавшемся при закрытии в палеозое Палеоуральского океана и связанной с этим процессом субдукции Восточно-Европейской плиты под Тимано-Печорскую. После закрытия океана в конце палеозоя субдукция прекратилась [2], однако наблюдаемая и в наше время наклонная зона повышенных сейсмических скоростей в мантии на глубинах ~ 50-100 км, падающая в восточном направлении под углом ~ 7-8° [3], вероятно, свидетельствует, что субдукция Восточно-Европейской плиты под Тимано-Печорскую действительно имела место, и наклонная зона повышенной плотности является остаточным фрагментом субдуцировавшей Восточно-Европейской плиты. Зоны нефтегазонакопления на Тимано-Печорской плите также вытянуты параллельно Тиманскому кряжу, и, как можно полагать, приурочены к происходившим в мантийном клине восходящим конвективным потокам, выносившим мантийные углеводороды к поверхности Тимано-Печорской плиты. Общая протяженность зоны нефтегазонакопления вдоль траверса Ухта – Воркута составляет ~ 900 км, а усредненный пространственный период полосчатых аномалий топографии и силы тяжести ~ 270 км. Предполагая, что углеводороды выносились к дневной поверхности механизмом мантийной конвекции, имевшей структуру валов переменной толщины и ориентированных поперек субдукции, и что пространственный масштаб конвекции порядка пространственной периодичности аномалий рельефа и силы тяжести, можно по величине общей протяженности зоны нефтегазонакопления оценить среднюю скорость субдукции Восточно-Европейской платформы при закрытии Палеоуральского океана.

Описание модели. В качестве модели термомеханического состояния мантийного клина между подошвой Тимано-Печорской плиты и поверхностью субдуцирующей Восточно-Европейской платформы, пододвигающейся под углом β со скоростью V, можно принять модель [4], в рамках которой материал мантийного клина считается однородной несжимаемой жидкостью со средним коэффициентом вязкости $\overline{\eta}$, причем температурная зависимость вязкости учитывается осредненно, а именно, фактор, описывающий зависимость от темпера-

туры считается равным его среднему значению, а сама температура определяется с учетом диссипативного нагрева в мантийном клине. Стационарное распределение абсолютной температуры T рассчитывалось в [4] численно в приближении Буссинеска при бесконечном числе Прандтля. Результат расчета показывает, что температура достигает максимального значения T_{max} вблизи поверхности субдуцирующей литосферы. Применительно к процессу субдукции Восточно-Европейской плиты под Тимано-Печорскую плиту при малом угле субдукции β величина T_{max} может быть с точностью ~ 10 % аппроксимирована следующими аналитическими формулами, учитывающими адвекцию тепла в мантийном клине [5]:

$$T_{\max} = T_m + \frac{\overline{\eta}V^2}{\kappa} \frac{1}{F + GVx/\chi},\tag{1}$$

где $\kappa \approx 4 \times 10^5$ эрг/см.с. К – коэффициент теплопроводности, $\chi = \kappa / \rho c_p \approx 10^{-2}$ см²/с – коэффициент температуропроводности, $T_m \approx 1.5 \times 10^3$ К – температура субсолидуса, $\rho \approx 3.3$ г/см³ плотность, $c_p \approx 1.2 \times 10^7$ эрг/г. К – удельная теплоемкость при постоянном давлении, x – расстояние по горизонтали от острия мантийного клина, а безразмерные функции *F* и *G* при $8^\circ < \beta < 15^\circ$ имеют вид:

$$F = 8,295 \times \beta + 1,207, \ G = 6,933 \times 10^{-3} \times \beta - 0,025 \times 10^{-3}.$$
 (2)

Формулы (1)-(2) с точностью ~ 10 % аппроксимируют температуру в мантийном клине, определенную численно. При их выводе предполагается, что границы мантийного клина изотермичны, и их температура равна температуре субсолидуса T_m .

В работе [4] построенная термомеханическая модель мантийного клина исследовалась на двумерную термическую и конвективную неустойчивость. Первая из них возникает из-за зависимости коэффициента вязкости от температуры, которая (зависимость), как отмечалось выше, учитывалась усредненным образом при расчете невозмущенной термомеханической модели мантийного клина с диссипативным нагревом. Конвективная неустойчивость также отчасти связана с зависимостью вязкости от температуры, и при расчете неустойчивости считалось, что множитель, определяющий температурную зависимость вязкости, равен его среднему значению. Было показано, что инкремент γ_{\perp} термической и конвективной неустойчивости ивости в виде валов переменной толщины, ориентированных поперек субдукции, является плавно меняющейся функцией горизонтальной координаты x и определяется формулой

$$\gamma_{\perp} = 4\bar{\eta}\xi \frac{(D - Ct/2)^2}{x^2 \rho c_p T} + \frac{\alpha \rho g x^3 T' k_x^2}{\bar{\eta} (x^2 k_x^2 + \lambda^2)^2} + 16\bar{\eta} \frac{\xi U' k_x^2 \lambda^2 (D - Ct/2)}{\rho c_p T (x^2 k_x^2 + \lambda^2)^2} - \frac{x^2 k_x^2 + \lambda^2}{x^2} \chi, \qquad (3)$$

где $\xi = (E^* + pV^*)/RT$ – показатель степени в экспоненциальной зависимости вязкости от температуры, $E^* u V^*$ – энергия и объем активации, R – универсальная газовая постоянная, константы $D = V(\beta \cos \beta - \sin \beta)/(\beta^2 - \sin^2 \beta)$ и $C = -V\beta \sin \beta/(\beta^2 - \sin^2 \beta)$ соответствуют условиям прилипания материала мантийного клина к литосферным плитам, $t = tg\beta$, $\alpha = 3 \times 10^{-5} 1/K$ – коэффициент теплового расширения, g – ускорение силы тяжести, $T' = (T_{max} - T_m)/t$, $\lambda = \pi/tg\beta$, $U' = (D(\sin \beta \cos \beta + \beta) - C \sin^2 \beta)/tg\beta$, $T = (T_{max} + T_m)/2$ – средняя температура в вертикальном сечении мантийного клина, k_x – волновое число, соответствующее пространственному периоду $2\pi/k_x$ восходящих конвективных течений в мантийном клине.

Первое слагаемое в (3) не зависит от k_x и описывает термическую неустойчивость, возникающую из-за зависимости коэффициента вязкости от температуры и существенную на малых расстояниях x от желоба, в который погружается субдуцирующая литосферная пли-

та. Остальные слагаемые в (3) соответствует конвективной неустойчивости, вызываемой вертикальным перепадом температуры $T_{\rm max} - T_m$ в мантийном клине.

Неизвестными величинами, характеризующими субдукцию Восточно-Европейской плиты под Тимано-Печорскую, являются скорость пододвигания V и угол субдукции β . Согласно результатам [3], относящимся к профилю «Кварц», пересекающему Тиманский кряж, в верхней мантии под Западной Сибирью имеется наклонная аномалия плотности, уходящая в глубину перпендикулярно к границе Тимано-Печорской плиты под углом ~ 7°. Если интерпретировать эту плотностную аномалию как остаточный фрагмент Восточно-Европейской платформы, субдуцировавшей под Тиман в палеозое, то можно принять для угла субдукции оценку $\beta \sim 7^\circ$. В [6] отмечается, что вязкость материала мантийного клина из-за присутствия воды, поднимающейся из субдуцирующей плиты и входящей в породы мантийного клина в форме кристаллизационной воды, может быть очень мала, $\overline{\eta} \leq 3 \times 10^{18}$ Па⁻с, а для энергии и объема активации принимают $E^* = 240$ кДж/моль и $V^* = 8$ см³/моль. Тогда в качестве среднего $\xi = (E^* + pV^*)/RT$ можно принять $\xi \approx 20$.

Результаты исследований и обсуждение. Для перечисленных числовых значений физических параметров и $2\pi/k_x = 270$ км значения γ_{\perp} (3) изображены на рис. 1 при различных значениях скорости субдукции V.

Результаты расчета по формулам (1)-(3) показывают, что при малом коэффициенте вязкости ($\leq 3 \times 10^{18}$ Пас) роль термической неустойчивости несущественна, а конвективная неустойчивость практически не зависит от принятого среднего $\bar{\eta}$. Последнее связано с тем, что перепад температуры $T_{\text{max}} - T_m$, вызывающий конвекцию, формируется благодаря диссипативному тепловыделению и пропорционален $\bar{\eta}$, но, с другой стороны, чем больше $\bar{\eta}$, тем труднее возбудить конвекцию. Малая величина коэффициента вязкости обуславлива-



Рис. 1. Инкременты γ_{\perp} конвективной неустойчивости в мантийном клине как функции горизонтального расстояния x от острия мантийного клина при различных скоростях субдукции V в см/год. В интервале $x_1 < x < x_2$ положительных γ_{\perp} можно ожидать выноса углеводородов из мантийного клина к дневной поверхности при скорости субдукции V ~ 6 см/год

ет также то, что восходящие конвективные потоки практически не возмущаются течением, вызванным субдукцией, и беспрепятственно поднимаются к подошве настилающей Тимано– Печорской плиты. То, что конвективная неустойчивость практически не зависит от средней вязкости $\bar{\eta}$, следует из (3), где в правой части во втором и третьем слагаемых $\bar{\eta}$ входит как в числитель, так и в знаменатель. Следует отметить, что при $\bar{\eta} \le 3 \times 10^{18}$ Па'с роль зависимости коэффициента вязкости от температуры невелика также и для конвективной неустойчивости, и кривые $\gamma_{\perp}(x)$ при $\xi \approx 20$ и $\xi \approx 0$ совпадают с точностью ~ 5 %. Из рис. 1 видно, что $\gamma_{\perp} > 0$ (т. е. неустойчивость проявляется), начиная с $V \sim 5.7$ см/год, а горизонтальная протяженность $x_2 - x_1$ области неустойчивости достигает ~ 9×10^2 км при $V \sim 6.0$ см/год. При этом считается, что период $2\pi/k_x = 270$ км конвекции должен совпадать с пространственным периодом расположения нефтегазоносных районов. Это условие основывается на предположении, что нефтяные и газовые месторождения образуются над восходящими конвективными потоками, выносящими к дневной поверхности газогидратные абиогенные углеводородные потоки из верхней мантии.

Выводы. Полученная оценка скорости субдукции Восточно-Европейской платформы под Тимано-Печорскую плиту в палеозое, $V \sim 6$ см/год, по порядку величины согласуется с наблюдаемой скоростью субдукции $V \sim 6,1$ см/год Индийской континентальной плиты под Евроазиатскую [7]. Согласно рис. 1 2.32d цитированной монографии имеется выраженная корреляция между скоростью литосферной плиты и отношением длины желобов на этой плите к ее периметру независимо от угла субдукции и доле континентальной коры на плите. Ввиду значительной протяженности Уральского хребта Восточно-Европейская плита, повидимому, вполне вписывается в отмеченную корреляционную зависимость, если принять во внимание, что в палеозое Восточно-Европейская плита субдуцировала как под Тимано-Печорскую плиту, так и под Западно-Сибирскую плиту.

ЛИТЕРАТУРА

- Блинова Т. С., Удоратин В. В., Дягилев Р. А., Баранов Ю. В., Носкова Н. Н., Конанова Н. В. Сейсмичность и сейсмическое районирование слабоактивных территорий. – Пермь : Изд. ФГБУ Науки УО РАН, 2015. – 287 с.
- 2. Свяжина И. А., Пучков В. Н., Иванов К. С. Реконструкция ордовикского Уральского океана на палеомагнитной основе // Геология и геофизика. 1992. № 4. С. 17-22.
- 3. Павленкова Н. И., Павленкова Г. А. Строение коры и верхней мантии Северной Евразии по данным сейсмического профилирования с ядерными взрывами. РОСНЕДРА, ИФЗ РАН, ГЕОКАРТ. – М. : ГЕОКАРТ-ПРЕСС, 2014. – 192 с.
- 4. Гаврилов С. В. Исследование механизма образования островных дуг и задугового раздвигания литосферы // Геофизические исследования. – 2014. – Т. 15. – № 4. – С. 35-43.
- 5. Гаврилов С. В., Абботт Д. Х. Термомеханическая модель телпло- и массопереноса в окрестности зоны субдукции // Физика Земли. 1999. № 12. С. 3-12.
- 6. Жарков В. Н. Физика земных недр. М. : Наука и образование, 2012. 384 с.
- 7. *Schubert G., Turcotte D. L., Olson P.* Mantle Convection in the Earth and Planets. New York : Cambridge University Press, 2001. 940 p.

УДК 528.2

СОВРЕМЕННЫЕ ДВИЖЕНИЯ, ДЕФОРМАЦИИ И СЕЙСМИЧНОСТЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

О. Н. Галаганов, Т. В. Гусева, И. С. Крупенникова, А. Н. Мокрова, В. П. Передерин

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

Представлены результаты изучения данных о движениях, деформациях и сейсмичности на современном этапе развития внутриплатформенной тектоники Восточно-Европейской платформы, полученные на разномасштабных геодинамических сетях путем использования спутниковых геодезических технологий при координатных мониторинговых измерениях и последующего анализа движений и деформаций земной коры при их сопоставлении с выделившейся сейсмической энергией в выбранный временной интервал 2006-2014 гг., что является продолжением работ по использованию технологий GPS/ГЛОНАСС при геодинамических исследованиях, проводимых сотрудниками ИФЗ РАН [1-2].

Исследуемая территория включает Восточно-Европейскую платформу (ВЕП), которая, занимая основную часть территории Европейской части РФ, относится к Евразийской тектонической плите. На северо-востоке ВЕП граничит с Тимано-Баренцевоморской докембрийско-палеозойской плитой, на юго-западе – с Альпийским складчатым поясом, на юге – со Скифской плитой, на западе – с Западно-Европейской палеозойской платформой, на востоке – с палеозойской складчатой системой Тимана и Урала. На территории ВЕП производится строительство и эксплуатация крупных ответственных промышленных объектов, в том числе АЭС, ГЭС, ГАЭС и полигонов захоронения промышленных отходов, на которых обязательна организация контроля за движениями земной коры. Именно мониторинговые спутниковые GPS/ГЛОНАСС измерения на геодинамических полигонах инженерных объектов, а также измерения по научным проектам в Карелии и на Северном Кавказе легли в основу выполненных исследований.

Задача исследований заключалась в определении современных движений и внутриплитовых деформаций земной коры ВЕП по данным спутниковых измерений в разных системах отсчета и сопоставление их с количеством выделившейся сейсмической энергии в едином временном интервале периода 2006-2014 гг.

При исследовании современных движений и деформаций земной коры ВЕП были использованы результаты регистрации синхронных спутниковых сигналов GPS/ГЛОНАСС на 68 пунктах в 2006-2014 гг., из которых 22 пункта являются постоянно действующими станциями Международной геодинамической сети (IGS), данные которых в качестве базовыхреференцных, взяты из открытых банков данных (cddis.nasa.gov, sopac.ucsd.edu). На остальных пунктах повторные измерения GPS/ГЛОНАСС выполнялись сотрудниками Лаборатории спутниковых методов изучения геофизических процессов ИФЗ РАН. Размещение пунктов регистрации сигналов GPS/ГЛОНАСС в пределах неотектонических структур ВЕП по В.В. Бонгулееву приведено на рис. 1 [3].



Рис. 1. Схема крупнейших неотектонических структур ВЕП и размещение пунктов регистрации сигналов **GPS/ГЛОНАСС** Неотектонические структуры: І – Балтийский выступ, II – Мезенская впадина, III – Тиманский выступ, IV – Печорская впадина, V – Балтийско-Ладожская структурная ступень, VI – Прибалтийская впадина, VII – Валдайский выступ, VIII – Верхневолжская впадина, IX – Североувальский выступ, X – Вятско-Камский выступ, XI – Кунгурский выступ, XII – Польский выступ, XIII – Украинский выступ, XIV – Припятская моноклиналь, XV – Приднепровская впадина, XVI – Среднерусский выступ, XVII – Окско-Донская структурная ступень, XVIII – Приволжский выступ. XIX Оренбургский выступ. XX Причерноморская моноклиналь, XXI – Азово-Кубанская впадина, XXII – Ставропольский выступ, XXIII – Прикаспийская впадина, XXIV – Подуральский выступ

Синхронные измерения GPS/ГЛОНАСС на геодинамических сетях ВЕП проводились каждые 2 года в летние месяцы сериями длительностью 4-20 суток с помощью двухчастотных приемников Javad Maxor, с интервалом регистрации 30 с. В результате выполнения повторных измерений и обработки по программе Bernese 5.0 были определены среднесуточные и средние на эпоху геоцентрические и геодезические координаты пунктов в координатной системе ITRF 2008 для пунктов отдельных геодинамических сетей, причем в качестве опорных были приняты пункты IGS. Пример временного изменения координат пунктов приведен на рис. 2.



Рис. 2. Графики временного изменения северной (N) и восточной (E) компонент координат пунктов на Балтийско-Ладожской структурной ступени относительно 2006 г. (соответствует нулю на оси абсцисс)

Движения и деформации. Используя полученные координаты пунктов, рассчитаны скорости их изменения за 2006-2014 гг. Средние скорости горизонтальных и вертикальных смещений в ITRF2008 за рассматриваемый временной интервал между первым и последним измерениями для разных структур приведены в таблице 1, где V_N – среднегодовая скорость горизонтального смещения на север, V_E – среднегодовая скорость горизонтального смещения на восток, V_H – среднегодовая скорость изменения значений эллипсоидальной высоты пункта, V_S – модуль скорости горизонтального смещения по азимуту A_3 .

Таблица 1

Регион	$V_N,$ мм/год	V _E , мм/год	$V_{H},$ мм/год	<i>V_s,</i> мм/год	<i>Аз</i> , град
Балтийский выступ	14,2	19,3	3,0	24,1	54
Балтийско-Ладожская структурная ступень	15,5	18,8	3,7	24,5	51
Валдайский выступ	12,3	21,0	1,8	24,3	59
Среднерусский выступ, (Дмитровская гряда)	12,2	21,9	-0,6	25,2	61
Среднерусский выступ	10,0	24,7	-3,4	26,7	68
Северный Кавказ	13,0	23,9	2,0	27,3	61

Сводка средних значений скоростей и азимутов для разных регионов

Горизонтальные перемещения исследуемой части ВЕП в международной референцной системе (ITRF2008) имеют северо-восточное направление со средней скоростью от 24,1 мм/год на Балтийском щите до 27,3 мм/год на юге региона, что отражено векторами скоростей смешений на рис. 3. На этом же рисунке приведены скорости вертикальных движений в изолиниях, которые отражают общий подъем ВЕП со скоростью до 9 мм/год на северо-западе, приуроченный к Балтийскому выступу и Балтийско-Ладожской структурной ступени, небольшой подъем до 1 мм/год определен для центральной части ВЕП. Нисходящие движения до 3 мм/год зафиксированы только на юге платформы. Для оценки внутриплитовых движений выполнен перерасчет горизонтальных смещений относительно пункта ZECK, расположенного на Северном Кавказе за пределами ВЕП. Значения модулей скорости горизонтальных перемещений внутри платформы изменяются, увеличиваясь от 2 мм/год на юге до 9 мм/год на севере с ориентацией смещений на запад (рис. 4).





Рис. 3. Карта скоростей вертикальных и горизонтальных движений на ВЕП за 2006-2014 гг. в ITRF 2008. Изолинии скоростей вертикальных движений проведены через 1 мм/год

Рис. 4. Карта скоростей горизонтальных движений пунктов ВЕП относительно пункта ZECK за 2006-2014 гг.

Для получения площадных деформаций был рассчитан первый инвариант тензора деформаций для исследуемого временного интервала. Расчет производился с помощью программного пакета GMT (Generic Mapping Tools). В результате получена карта скоростей изменения площадных деформаций территории ВЕП, показанная на рис. 5.



40° 45'

Рис. 5. Распределение скоростей изменения площадных деформаций

Рис. 6. Карта распределения суммарной сейс-мической энергии землетрясений ВЕП

Большая часть платформы испытывает площадное расширение порядка несколько единиц на 10⁻⁸, в отдельных структурах до (7-10)·10⁻⁸, небольшое сжатие зафиксировано только на юго-востоке ВЕП.

Сейсмичность. В настоящее время отсутствует стандартная методика оценки сейсмической опасности платформенных территорий, особенно за ограниченные временные интервалы.

На территории Восточно-Европейской платформы с 2006 по 2014 гг. было зафиксировано всего 22 сейсмических события с магнитудами от 0,98 до 4,52. Наиболее значимое из них – землетрясение с магнитудой 4,52, произошедшее 26.04.2007 г. в районе озера Шалкар (50.63° N, 51.8° 3E). Более слабое землетрясение ($M_s = 4$) было зафиксировано в районе озера Эннесмарк (64.49° N, 21.3° E) 15.06.2010 г.

В целом, большая часть территории Восточно-Европейской платформы была асейсмичной. Зафиксированные в каталогах (www.ceme.u.ru, http://earthquake.usgs.gov/ earthquakes/search/) землетрясения наблюдаются на южном и северо-западном обрамлении платформы.

Для оценки энергии землетрясений использовалось соотношение Гутенберга-Рихтера:

$$\lg E = 1,5Ms + 4,8.$$

Исследуемый регион был разбит прямоугольной сеткой на ячейки площадью 1×1 градус, для каждой из которых проведено суммирование сейсмической энергии всех землетрясений, возникших за рассматриваемый период, и построена карта распределения удельной сейсмической энергии (Дж/год) в логарифмическом масштабе, нормированной для площади размером 1 град² (рис. 6). На представленной карте отчетливо прослеживается смена сейсмических режимов на границе ВЕП и Альпийского складчатого пояса. Расположение эпицентров отдельных землетрясений в южной части ВЕП в непосредственной близости от крупных промышленных объектов (водохранилища, карьеры, шахты и т. д.) позволяет предположить техногенный характер этих событий.

Основная часть зафиксированных землетрясений произошла в северо-западной части платформы и приурочена к Балтийскому выступу и Балтийско-Ладожской структурной ступени.

Заключение. Выполненные с использованием спутниковых технологий повторные координатные определения в пределах разных структур в один и тот же временной интервал 2006-2014 гг., позволяют получить характеристики современной геодинамической активности ВЕП и сопоставить их с сейсмической активностью в рассматриваемый период XXI века.

Современную геодинамику ВЕП характеризует:

- Продолжающееся сводообразное поднятие на северо-западе ВЕП со скоростью до 9 мм/год, достигающее в пределах российской части 4 мм/год, плавно снижающееся до нулевых значений в центре и до 2 мм/год на юге плиты. Сравнение скоростей, определенных классическим и спутниковым методами, показывает их сопоставимость.
- Горизонтальные смещения пунктов GPS/ГЛОНАСС в ITRF на территории ВЕП, имеющие северо-восточное направление со средней скоростью от 24,1 мм/год на Балтийском уступе до 27,3 мм/год на юге платформы, отражают характер движения Евразии по модели ITRF 2008; внутриплитовые горизонтальные перемещения относительно южной части платформы происходят со скоростью от 2 мм/год на юге до 9 мм/год на севере с ориентацией смещений на запад.

Большая часть платформы испытывает площадное расширение, достигающее в отдельных структурах (7-10)·10⁻⁸, небольшое сжатие зафиксировано только на юго-востоке.

Сейсмическая активность полностью отсутствовала в центральной части ВЕП, серия землетрясений с $M_s \le 1$ зафиксирована в Балтийско-Финском регионе, самое сильное землетрясение с $M_s = 4,2$ произошло на юге.

Сопоставление скоростей движений, деформаций и сейсмичности в исследуемый период определяет количественные характеристики современной геодинамической активности ВЕП.

Работа выполнена частично за счет финансирования по проекту РФФИ Укр_ф_а 13-05-90453

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Галаганов О. Н., Гусева Т. В., Мишин А. В., Передерин В. П. Исследование деформационных процессов земной коры с использованием спутниковых технологий // Исследования в области геофизики. К 75-летию ОИФЗ им. О. Ю. Шмидта. М. : ОИФЗ РАН, 2004. С. 336-343.
- Крупенникова И. С., Мокрова А.Н., Гусева Т. В. Современные деформации и сейсмичность земной коры Балтийского щита. Современная тектонофизика // Методы и результаты : Матерниалы четвертой молодежной тектонофизической школы-семинара. М. : ИФЗ, 2015. Т. 1. С. 166-173.
- 3. *Новейшая* тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии / Под ред. А. Ф. Грачева. М. : ИФЗ РАН, 2000. 467 с.

ИНСТРУМЕНТАЛЬНОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ СИСТЕМ СЕЙСМИЧЕСКОГО И ГЕОТЕХНИЧЕКОГО МОНИТОРИНГА НА ПРИМЕРАХ РЕАЛИЗОВАННЫХ ПРОЕКТОВ

А. Ж. Галин, С. А. Петров

ООО «ДСис» (эксклюзивный дистрибутор компании Guralp (Англия), Encardio (Индия)), г. Обнинск, Россия

Новинки оборудования Guralp. Affinity – это объединенные в одном корпусе аналого-цифровой преобразователь и модуль связи, обеспечивающие гибкий и удобный способ объединения аналоговых и цифровых инструментов Вашей сети (рис. 1).

Модифицированы следующие параметры:

- 1. Динамический диапазон теперь 138 дБ при 100 отсчетах в секунду (предыдущие версии регистраторов, например CMG-DM24S3EAM, имеют динамический диапазон 138 дБ при 40 отсчетах в секунду).
- 2. Расширенный диапазон доступных частот выходных сигналов от 1 до 4000 отсчетов в секунду для работы с высокочастотными инструментами.
- 3. Возможность изменения входного усиления. Настраиваемые коэффициенты усиления *1, *2, *4, *8, *16, *32, *64.
- 4. К синхронизации времени по GPS и NTP добавлена синхронизация по протоколу PTP.
- 5. Минимальное напряжение питания от 9 В постоянного тока (предыдущие версии регистраторов, такие как СМG -DM24S3EAM, работают от 12 В).
- 6. Энергопотребление снижено почти в 2 раза. Потребляемая мощность регистратора чуть больше 1 Вт.

Fortis (с лат. «сильный») – новый, компактный, широкополосный, трехкомпонентный аналоговый акселерометр сильных движений (рис. 2). Идеально подходит для быстрой установки в разных местах.





Рис. 1. Регистратор Afinity в цилиндрическом корпусе Рис. 2. Аналоговый акселерометр Fortis

Имеет обтекаемый корпус и возможность локального и удаленного переключения предварительного усиления пользователем 0,5, 1, 2 или 4 g. Предыдущие версии акселерометров (CMG-5TC) имеют возможность изменения чувствительности в 10 раз (например, 1 g и 0,1 g). Акселерометр имеет один выход (максимальный уровень выходного дифференциального сигнала \pm 10 B), который может быть настроен в широком диапазоне выходных значений (0,5, 1, 2 или 4 g). Таким образом, датчик предоставляет универсальную информацию для систем раннего предупреждения землетрясений и систем мониторинга зданий.

Fortis обладает низким уровнем собственного шума, большим коэффициентом усиления обратной связи и большим динамическим диапазоном (больше 172 дБ). Хорошо подходит для задач сейсмологии, систем безопасности и гражданского строительства.

Датчик имеет плоскую АЧХ и стабильную ФЧХ во всем рабочем частотном диапазоне (стандартно от DC до 100 Гц).

Акселерометр защищен корпусом из жесткого анодированного алюминия с классом защиты IP67.

Radian (с лат. «Луч») – это сейсмометр нового поколения. Широкополосный, трехкомпонентный, компактный, скважинный, цифровой сейсмометр с силовой обратной связью (рис. 3).



Рис. 3. Radian Borehole (слева), Radian Posthole (справа)

Обладает следующими особенностями:

- Сейсмометр работает под любым углом установки (± 180°), благодаря автоматическому пересчету данных с помощью встроенного MEMC-акселерометра и компаса.
- Для захвата большей амплитуды колебаний грунта от локальных сейсмических событий, внутренний МЭМС акселерометр увеличивает динамический диапазон сейсмометра до 4 g.
- Диаметр сейсмометра составляет 55 миллиметров. Корпус сейсмометра выполнен из коррозионностойкой нержавеющей стали SAE 316 с классом зашиты IP 68.
- Диапазон рабочей температуры находится в пределах от 30 до 80° С.
- Пользователь может выбирать, какой тип данных получать: скорость или ускорение. Radian Posthole используется для установки в неглубокие скважины. Radian Borehole отличается следующими функциями:
- разъемы сверху и снизу датчика позволяют соединять их в цепь для целей вертикального сейсмического профилирования;
- имеет дополнительную электронику для передачи данных от нижних датчиков выше;
- возможность передачи с помощью оптоволокна для глубоких скважин;
- скважинный замок для фиксации датчика в скважине.

Minimus – это ультра новый компактный регистратор (рис. 4). Minimus имеет 24 разряда и 4 канала регистрации. Помимо этого уже имеет встроенный МЕМС акселерометр, который может быть настроен на диапазон измерений от 2 g до 16 g.

Особенности регистратора Minimus:

- Размеры составляют 99 мм × 136 мм × 39 мм.
- Вес 600 грамм.
- Помимо подключения аналоговых сейсмических датчиков с выходом по напряжению, также можно



Рис. 4. Регистратор Minimus

подключать инфразвуковые датчики.

- Возможность подключения по Bluetooth к любому смартфону на базе Андроид, с предустановленным ПО, для настройки параметров регистрации.
- Возможность регистрации до 5000 отсчетов в секунду.
- Переключение входного усиления с коэффициентом *x*₁, *x*₂, *x*₄, *x*₈, *x*₁₂.
- Удобная замена microSD карты памяти размером до 250 ГБ. Возможность быстрой замены без выключения питания и потери данных.
- Синхронизация по GPS, GLONAS, BeiDou, NTP.
- Степень защиты IP68 с погружением в воду до глубины 3 метра.
 - Ниже представлен список некоторых проектов, реализованных в 2015 году и ранее:
- 1. СМG-6TD используется в региональных сейсмических сетях Геофизической Службы РАН (г. Обнинск).
- 2. Институт Вулканологии и Сейсмологии ДВО РАН и Камчатский Филиал ГС РАН (г. Петропавловск-Камчатский) использует цифровые велосиметры СМG-6TD для регистрации вулканического дрожания и землетрясений в зонах современного вулканизма, ведут запись сейсмического шума и собственных колебаний земли методами пассивной регистрации.
- 3. СМG-6TD входят в сейсмическую подсистему Системы Предупреждения Цунами на Дальнем Востоке и установлены на Камчатке, Сахалине, Курилах.
- 4. Проект в Арктике реализованный в 2015 году Государственным научным центром «Арктический и антарктический научно-исследовательский институт» с участием Института Вулканологии и Сейсмологии ДВО РАН с применением СМG-6TD с новыми модулями памяти на 32 ГБ.
- 5. Институт Экологических Проблем Севера г. Архангельск в 2015 году установил на Земле Франца Иосифа датчик для полярных исследований СМG-3T Polar который работает до – 55 С, с регистратором СМG-DM24.
- 6. Академия Наук Туркменистана использует СМG-5TC и СМG-3ESPC для системы мониторинга территории Республики Туркменистан, установленных более чем на 25 станциях.
- 7. ОАО «Атомэнергопроект» (г. Москва) использует цифровые велосиметры CMG-6TD и акселерометры CMG-5TDE для обновления сети сейсмического мониторинга АЭС на территории России.
- 8. Система сейсмологического мониторинга Сулакского каскада ГЭС, состоящая из 13 станций с цифровыми велосиметрами СМG-6TD, установлена в 2015 году.
- 9. Алтае-Саянский Филиал ГС СО РАН (г. Новосибирск) используют комплекты датчиков: аналоговый велосиметр СМG-6Т, аналоговый акселерометр 5 ТС и 6-ти канальные регистраторы СМG-DM24S6EAM для мониторинга техногенной сейсмичности и сейсмической обстановки на карьерах. Комплекты, состоящие из высокочувствительного аналогового велосиметра СМG-3ESPC, 5 ТС и 6-ти канальных регистраторов, осуществляют мониторинг Саяно-Шушенской ГЭС. На Новосибирской ГЭС стоят высокочувствительные цифровые велосиметры СМG-3ESPCDE.
- 10. ИФЗ (Москва) использует 5 TC для эпицентральных наблюдений (сейсмологического мониторинга).

Оборудование для геотехнических исследований. Для решения задач геотехнического мониторинга, который включает в себя измерения фильтрации воды, уровня грунтовых вод, трещин, кренов, грунтовых провалов, оползней и т. д. Для этих задач нами может быть предложено геотехническое измерительное оборудование компании Encardio Rite, Индия.

- Мы представляем широкий спектр оборудования, которое включает в себя:
- пьезометры;
- датчики температуры;
- инклинометры;
- трещиномеры;

- системы измерения уровня воды;
- метеостанции;
- даталоггеры;
- программное обеспечение для мониторинга измеренных величин (с возможностью удаленного доступа через интернет).

Примеры оборудования:

Струнный пьезометр предназначен для измерения порового давления в почве, фундаментах, бетонных конструкциях (рис. 5). На выходе датчика напряжение в вольтах пропорциональное давление.

Пьезометр EPP-30V предназначен для точных измерений порового давления воды в полностью или частично водонасыщенном грунте. EPP-30V представляет собой конструкцию из нержавеющей стали в герметично запаянном (под вакуумом 0,001 торр) корпусе. Датчик имеет



Рис. 5. Пьезометр

встроенный термистор для измерения температуры и сетевой фильтр для защиты от молнии. Для более легкого подключения кабелей в пьезометре предусмотрен разъем с металлостеклянным спаем. Данные пьезометры идеально подходят для выстраивания многоуровневой системы из датчиков, смонтированных на различных глубинах в скважине с применением технологии цементации. Измеряемый диапазон (МПа): 0,2, 0,35, 0,5, 0,7, 1,0, 1,5, 2,0, 3,5, 5,0, 10,0.

Пьезометр EPP-60V является более чувствительным и применяется для измерения малого давления. Имеет диапазон измерений (МПа): 0,035, 0,07.

Инклинометр замеряет угол наклона, направление, величину и скорость горизонтальных смещений.

Цифровая портативная инклинометрическая система EAN-26M (рис. 6) является одной из самых передовых цифровых инклинометрических систем с сенсором МЭМС, производимых в мире. Для считывания и хранения данных в ней используется мощное вычислительное устройство с большим высокое разрешение цветным лисплеем. имеюшим (OC Android). Вертикальная цифровая портативная инклинометрическая система EAN-26M используется для измерений направления, величины и скорости горизонтальных смещений грунтового массива, а также различных конструкций. Система состоит из набора инклинометрических труб с муфтами, зонда, соединенного маркированным кабелем с тросовой катушкой, и КПК для регистрации данных. Под заказ возможна поставка дополнительного оборудования: тестового зонда, калибровочной рамки, тросового затвора.



Рис. 6. ЕАМ-26М

Примеры применения:

- в горном деле инклинометром определяют угол и азимут искривления буровой скважины, тем самым контролируя ее пространственное положение;
- в подъемных кранах инклинометры применяются для контроля рабочего и остаточного прогибов стрелы, а также для контроля угла наклона крана в целом, косвенно, по показаниям нескольких инклинометров, может измеряться нагрузка на стрелу крана;
- контроль безопасности углов наклона автокранов и землеройных машин;
- контроль состояния опор мостов, трубопроводов;
- мониторинг состояния различного рода сооружений.

Система автоматического измерения уровня воды – 101ВН/ВХ.

Автоматическая система измерения уровня воды предназначена для измерения уровня воды в реках, озерах или скважинах. В качестве датчиков абсолютного давления используются пьезометры EPP-40V и EPP-60V, которые охватывают весь диапазон, необходимый для измерения любого уровня воды. В датчик встроен термистор для измерения температуры воды. Выходной сигнал датчика прямо пропорционален напору воды над датчиком. Также в регистрирующее устройство вмонтирован датчик барометрического давления, для компенсации атмосферного давления при измерении уровня воды. На рис. 7 изображено 2 варианта монтажа: с даталоггером скважинного исполнения и с даталоггером поверхностного исполнения, расположенного в укрытии.



Рис. 7. 101ВН/ВХ

УДК 551.243.8

ЗОНЫ КОНВЕРГЕНЦИИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Р. Г. Гарецкий, Г. И. Каратаев

Институт природопользования Национальной академии наук Беларуси, г. Минск, Республика Беларусь

Согласно современным теоретическим положениям важнейшими тектоническими событиями, формирующими рудоносность кристаллического фундамента, являются разломы, шовные зоны и зоны тектоно-магматической активизации. При этом одним из ведущих критериев металлогенического прогноза являются участки пересечения шовных зон зонами тектоно-магматической активизации, к которым приурочено большинство месторождений и рудопроявлений. В связи с этим акцент наших исследований был направлен на изучение зон конвергентности Фенноскандинавского, Сарматского и Волго-Уральского основных сегментов, из которых, согласно тектонической концепции С. В. Богдановой, примерно 1,7-1,8 Ga был создан Восточно-Европейский кратон [1].

Исследовались три шовные зоны между парами сегментов: Центральнобелорусская (между Фенноскандией и Сарматией), Рязано-Саратовская (между Сарматией и Волго-Уралией) и Центральнорусская (между Фенноскандией и Волго-Уралией). Особое внимание было уделено тектоническому узлу конвергенции всех трех сегментов (Слободский тектоно-геодинамический узел) – рис. 1.



Рис. 1. Схема основных сегментов фундамента Восточно-Европейской платформы и зон их сочленения (сутур): 1 – границы платформы, 2 – щиты (БЩ – Балтийский, УЩ – Украинский), 3 – шовные зоны (1-Центральнобелорусская, 2 - Центральнорусская, 3 – Рязано-Саратовская), 4 – вулкано-плутонические пояса (4 – Осницко-Микашевичский, 5 – Серпуховский, 6 – Рязанский), 5 – Слободский тектоно-геодинамический узел, 6 – профили физико-геологического моделирова-В-К (Варена–Несвиж–Кореличи), СП-К ния: (Санкт-Петербург-Киев), К-С (Красногвардейск-Воронеж–Пачелма–Саранск), Т-П (Тихвин–Пенза)

Выполненный тектонофизический анализ зоны сочленения Фенноскандии и Сарматии показывает, что **сочленение Фенноскандии и Сарматии** происходило по закону субдукции андского типа, когда тяжелая Белорусская океанская кора между ними была поддвинута под Сарматию (реликт Белорусской океанской плиты зафиксирован сейсмическими и гравиметрическими данными). Последующая коллизия сформировала *Центральнобелорусскую шовную зону* (рис. 2).



Рис. 2. Схема развития субдукционного процесса в Центральнобелорусской сутурной зоне (ЦБСЗ): A - Начало раннего протерозоя; Б - Середина раннего протерозоя; БПГП - Белорусско-Прибалтийскийгранулитовый пояс, ОМВП - Осницко-Микашевичский вулкано-плутонический пояс, БОП - Белорусскаяокеанская плита, 3К - земная кора, МЛ - мантийная литосфера

Процесс субдукции зафиксирован в достаточно длительной и многостадийной истории развития магматических комплексов Осницко-Микашевичского вулкано-плутонического пояса. В результате коллизии возникли чешуйчато-надвиговые деформации верхней коры до 10-15 км, контролируемые листрическими разломами. При этом формирование вещества и структуры земной коры шло вдоль зоны неодинаково: на одних участках породы в зоне сближения подвергались деформациям типа изгиба пластов, на других они под влиянием горизонтальных давлений растрескивались и разрушались, образовывались разломы, по которым в результате процессов магматизма в верхние слои внедрялись породы разного состава, на третьих деформации проявлялись в виде надвигов. Возможно, что по субдукционной зоне в позднем девоне шло формирование пологого сквозькорового срыва (детачмента), который в южной части Припятского палеорифта пересекает поверхность Мохо и погружается в верхнюю мантию.

По результатам обобщения геолого-геофизических материалов и сейсмо-гравитационного моделирования разреза литосферы вдоль профиля Воронеж-Пачелма установлены особенности зоны сочленения Сарматского и Волго-Уральского сегментов Восточно-Европейской плаьтформы. Показано, что в процессе сближения Сарматии и Волго-Уралии Пачелмская океанская плита между ними была сжата в складку и погружена на уровень подошвы земной коры – верхов верхней мантии, с последующим образованием в результате коллизии Рязано-Саратовской сутурной зоны (рис. 3).

На основании комплексного анализа материалов сейсмо-гравитационного моделирования вдоль профиля Тихвин-Пенза показана тектоническая картина формирования в палеопротерозое Центральнорусской шовной зоны как структуры субдукционного и коллизионного процессов конвергентного сочленения Фенноскандинавского и Сарматского сегментов Восточно-Европейской платформы (рис. 4). Конвергенция континентальных блоков Фенноскандии и Волго-Уралии сопровождалось встречным перемещением подкорового вещества, утолщением слоя верхней мантии, поднятием поверхности Мохоровичича. В процессе субдукции (зондского типа) подкоровое вещество ассимилировало океанскую кору. Океанская кора была поддвинута под Волго-Уралию ниже уровня подошвы земной коры. Последующая коллизия завершила формирование *Центральнорусской шовной зоны*.



Рис. 3. Схема развития субдукционно-коллизионного процесса в зоне сочленения Сарматии и Волго-Уралии: *А* – в начале протерозоя; *Б* – в середине раннего протерозоя; ПОП – Пачелмская океанская плита; ЗК – земная кора; МЛ – мантийная литосфера; ВВО – Восточно-Воронежский ороген; РСшз – Рязано-Саратовская шовная зона



Рис. 4. Схема процессов субдукции и коллизии Фенноскандинавского и Волго-Уральского сегментов

В центре Восточно-Европейской платформы, в месте стыка одновременно всех трех сегментов – Фенноскандии, Сарматии и Волго-Уралии – выделен своеобразный тектонический элемент – *Слободский тектоно-геодинамический узел*, в котором веерообразно сходятся магнитные и гравитационные аномалии, ранние авлакогены и Осницко-Микашевичский и Серпуховский вулкано-плутонические пояса. Образование узла связывается с тектонофизическими процессами взаимодействия сжимающих напряжений, возбуждаемых глубокофокусными землетрясениями, с пересекающими их конвективными потоками мантийного вещества. Предполагается, что в конце архея – начале протерозоя в условиях сильного сжатия и высоких температур на глубинах более 300 км в конвективной мантийной среде образовалась астенолинза. Поскольку частицы пограничного слоя движутся медленнее общего конвективного потока, в астенолинзе образуются вихревые движения, в особенности интенсивные в ее центральной части. Эти движения, в силу эффекта Магнуса, создают втягивающую силу, перпендикулярную направлению конвективного течения мантии. Показано, что этот эффект вполне мог явиться причиной «омутообразного» затягивания вещества земной коры Фенноскандинавской, Сарматской и Волго-Уральской плит в литосферу (рис. 5).



Рис. 5. Тектонофизическая модель формирования Слободского тектоно-геодинамического узла: *А*, *Б* – возможные механизмы конвекции вещества в архее; *В* – модель вихревого механизма в протерозое; *Г* – модель структуры к раннему рифею и середине венда; *V*₀, *Vnc* – скорости перемещения вещества конвективной среды и пограничного слоя соответственно

Как установлено, процессы субдукции и коллизии на разных участках столкновения сегментов происходили по-разному, в зависимости от особенностей глубиной структуры литосферы сближающихся сегментов и движущих плиты тектонофизических механизмов. Однако пространственно тектонический результат для всех зон сочленения одинаков: узколинейные шовные зоны сопровождаются вулкано-плутоническими поясами (рис. 1).

Широкий спектр осадочно-вулканогенных и интрузивных формаций, присутствующих в зонах сочленения сегментов земной коры, обусловливает их высокий металлогенический потенциал. Кроме того, в процессе субдукции в результате перемещения горных пород на глубинные уровни переплавления докембрийских водонасыщенных карбонатно-силикатных осадков могут возникать алмазоносные магмы.

В минерагеническом аспекте на территории Беларуси выделены пять перспективных на полезные ископаемые тектоно-геофизических пояса, подвергавшихся в процессе их становления тектоно-магматической активизации: неоархейско-протерозойский Белорусско-Прибалтийский пояс, палеопротерозойский Осницко-Микашевичский вулкано-плутонический пояс, протерозойские Центральнобелорусская шовная зона, Припятско-Брестский пояс, Полоцко-Курземский пояс. Для каждого из них дана характеристика перспектив минерально-ресурсного потенциала.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гарецкий Р. Г., Каратаев Г. И. Шовные зоны Фенноскандии, Сарматии и Волго-Уралии. – Минск : Беларуская навука, 2014. – 120 с.

УДК 550.34

КАРТОЧНЫЙ КАТАЛОГ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ РОССИИ

А. А. Годзиковская

Федеральный исследователский центр «Единая геофизическая служба РАН», г. Обнинск, Россия

К настоящему времени большинство сейсмологов о документе «Карточный каталог землетрясений СИАН–ГЕОФИАН» (далее – ККЗ) только слышали, но не видели его. Возможно, некоторое исключение составляют сейсмологи, занимающиеся сейсмичностью Восточно-Европейской платформы и сопредельных областей, так как в 1991 г. в Белорусском бюллетене была опубликована часть ККЗ на обозначенную территорию [1]. В Белорусском бюллетене опубликованы не карточки, а информация, которая с карточек была кем-то прочитана, и кем-то набрана на пишущей машинке. Так как карточки заполнены разными почерками, на бланках разного цвета и качества, разными чернилами, с дополнениями и правками карандашом, то, естественно, возможны неверное прочтение и истолкование как основного содержания, так и правок. Особенно сложна идентификация дат и топографических названий. Следовательно, даже очень внимательные сотрудники, подготавливающие публикацию, могли невольно внести некоторые неточности/ошибки.

Для понимания значимости материалов ККЗ как источника, можно воспользоваться представлением этой работы наиболее компетентного в данном вопросе исследователя Николая Виссарионовича Шебалина. Приводим фрагменты его вступительной статьи, предваряющей публикацию в Белорусском бюллетене1.

«Карточный каталог землетрясений СИАН-ГЕОФИАН (Сейсмологического института АН СССР – Геофизического института АН СССР) прошел три этапа существования. Первый этап относится к тому периоду отечественной сейсмологии (1927-1947 гг.), когда под руководством П. М. Никифорова были впервые начаты региональные сейсмологические исследования [Кирнос, Харин, Шебалин, 1961]2. Сразу же стало ясно, что параллельно со вновь начатой инструментальной регистрацией слабых местных землетрясений для создания сколько-нибудь законченной системы сейсмологических связей необходимы данные о сильных землетрясениях исторического прошлого. Для создания базы таких данных имелись очень солидные опорные сведения, которые можно было почерпнуть в первую очередь из капитального труда А. П. Орлова, изданного при серьезном вкладе И. В. Мушкетова [Мушкетов, Орлов, 1983], а также из замечательных по своей полноте и тшательности составления сводках ПЦСК [Бюллетень...]. К сожалению, блистательный глава отечественной сейсмологии Б. Б. Голицын и его педантичный ученик П. М. Никифоров в то время жестоко недооценили значение макросейсмических данных, и публикация этих данных, давшая бесценные сведения за 1902-1908 и 1911-1912 гг., была прекращена с 1913 г. Спустя пятнадцать лет в Сейсмологическом институте АН СССР (СИАН) пришлось срочно латать эту многолетнюю брешь, совпавшую на беду с первой мировой войной и жестокой послевоенной смутой.

¹ Здесь и далее цитаты приводятся курсивом.

² Работы, указанные в цитатах, в список литературы не вставлены.

Инициатором возобновления сбора и анализа макросейсмических сведений выступили Г. П. Горшков, В. В. Попов, В. П. Сперанский и другие. В сейсмологическом институте АН СССР начал составляться Карточный каталог исходных макросейсмических материалов. На этом этапе были энергично (но не слишком глубоко и полно) просмотрены многие газеты и некоторые архивы. <...> Отсутствие единого методологического подхода к переработке локально-приуроченных субкаталогов в каталог сейсмических событий привело ко многим интерпретационным и фактическим погрешностям в указанных и других публикациях. В то же время попытки «с налету» использовать данные Карточного каталога для пересмотра оценок по тем или иным ключевым землетрясениям вне широкого макросейсмического контекста еще более смещены отдельные оценки, тем более, что в то время в нашу практику еще не вошел такой опорной очаговый параметр как мангитуда.

Второй этап сушествования Карточного каталога связан с приходом к руководству сейсмическим районированием СССР новых сил. Под руководством Е. Ф. Саваренского был составлен Атлас землетрясений в СССР [Атлас..., 1961] и подготовлена большая обобщающая работа [Землетрясения..., 1961]. Карта ОСР 1968 была создана под руководством профессора С. В. Медведева [Сейсмическое..., 1968]. Однако решающая роль в переработке данных Карточного каталога при выполнении этих работ принадлежит, разумеется, Н. А. Введенской. В работе [Введенская, 1962] ей была предложена и осуществлена определенная четкая схема переработки локальных сведений Карточного каталога. В эти же годы была в первом варианте разработана методика сопоставления макросейсмических и инструментальных данных, позволяющая параметризировать в единой системе землетрясения любого времени, независимо от вида исходных данных [Шебалин, 1968]. К сожалению, автор этой работы не дал себе труда активно внедрить эту методику в повседневную практику макросейсмических работ на местах, в результате чего эта методика была применена для сплошной переработки данных много позднее [Новый каталог, 1977]. <...> Следующая вспышка интереса3 к макросейсмическим данным связана с капитальным трудом огромного коллектива сейсмологов СССР, завершившимся изданием «Нового каталога сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г.» – издания, не имеющего аналогов в мировой практике. ... Кратковременное внимание к Карточному каталогу сменилось его почти полным забвением, а пополнение макросейсмической базы пошло по линии публикации ежегодников «Землетрясения в СССР». Сам же (Карточный) каталог был законсервирован в Лаборатории сильных землетрясений ИФЗ АН СССР.

Глубокий кризис методологии (а, скорее, идеологии) сейсмического районирования, поразивший нашу науку в последние годы и столь трагично сфокусированные в Спитаке 1988 г., сегодня очевиден.

Трудно сказать, что сегодня является более проблематичным – адекватный пересмотр новых и известных данных для зон высокой сейсмичности, или же анализ скупых и тяжело достающихся данных по так называемым (иногда – безо всяких оснований) «малоактивным» территориям. Во всяком случае, начиная новый цикл работ по сейсмическому районированию, мы вновь вынуждены обратиться к первоначальным богатствам Карточного каталога СИАН-ГЕОФИАН. Единственный разумный путь для этого сегодня – опубликовать этот каталог в его первозданном виде.

Изданием части карточного каталога, относящегося к землетрясениям Русской платформы, начинается эта работа. Следует предостеречь: настоящее издание – источник сведений для профессионалов4. Только тщательная обработка представленных здесь материалов, совместно с другими источниками и инструментальными данными, позволит расширить наши сведения и сейсмичности СССР».

³ По контексту можно предположить, что здесь Н. В. Шебалин говорит о третьем этапе в создании Карточного Каталога.

⁴ Здесь и далее выделено Годзиковской А. А.

В силу ограниченных технических возможностей того времени, «*опубликовать этот* каталог в его первозданном виде» тогда было нельзя. Сегодня, благодаря появлению персонального компьютера и сканера, карточки представлены в первозданном виде в изданиях:

«Сводка макросейсмических сведений по землетрясениям Камчатки [2];

«Карточный каталог землетрясений Кавказа» [3];

«Карточный каталог землетрясений Средней Азии» [4].

«Карточный каталог землетрясений Сибири * Карточный каталог землетрясений Восточно-Европейской платформы и сопредельных областей (СИАН-ГЕОФИАН)» [5]. При этом Карточный каталог землетрясений Восточно-Европейской платформы и сопредельных областей (СИАН-ГЕОФИАН) представлен отсканированной копией публикации [1]. Сами карточки к настоящему времени не обнаружены.

При работе с карточками в период подготовки к публикации было обнаружено, что сбор макросейсмических данных о конкретных землетрясениях относится к началу XX в., то есть более чем за 10 лет до того периода, который обозначен Н. В. Шебалиным как первый этап существования этого документа. Это можно утверждать на том основании, что часть карточек по землетрясениям Кавказа заполнена на обратной стороне обращения Б. Б. Голицына, ушедшего из жизни 17 мая 1916 г. Обращение приведено на рис. 1.

Милостивый Государь,

Центральная Сейсмическая Комиссія при Императорской Академіи Наукъ обращается къ Вамъ съ покорнѣйшей и настоятельной просьбой примкнуть къ предпринятой Комиссіей сложной работь по изследованию землетрясений въ нашемъ отечестве, а также на всемъ земномъ парѣ. Центральная Сейсмическая Комиссія озабочена въ настоящее время устройствомъ сейсмическихъ станцій съ новыми приборами, въ конструкціи которыхъ достигнуты столь знаменательныя усовершенствованія, что въ изсл'ядованіи землетрясеній у насъ наступить совершенно новая эра, позволяющая надёяться на успёхи, о которыхъ до недавняго времени трудно было думать. Однако, успённая работа Комиссии зависить еще въ значительной степени отъ нъкоторыхъ свёдёній, которыя ей необходимо получать помимо записей приборовъ, въ районъ охваченномъ землетрясеніемъ. Эти св'єдінія, перечень которыхъ Вы найдете на отвітномъ листь, немногочисленны, но обладають, къ сожальню, тымъ свойствомъ, что они теряють свое важное значение въ случаъ недостаточнаго количества пунктовъ даннаго района, съ которыхъ они будуть получены. Центральная Сейсмическая Комиссія надбется, что въ виду ничтожной затраты времени и труда, требующихся для заполненія вопроснаго листа, и въ виду той громадной важности, которую представляеть для нась получение отвётныхъ листовъ въ наллежащемъ количествь, Вы не откажете принять участие въ общемъ трудь на пользу науки, направленной къ изученію столь гибельныхъ для человѣчества явленій природы.

> За Предсѣдателя Центральной Сейсмической Комиссіи, Академикъ Князь Б. Б. Голицынъ.

Рис. 1. Обращение Б. Б. Голицына

Можно говорить о том, что заполнение карточек на обратной стороне обращения Б. Б. Голицына в ныне сохраненном ККЗ произведено значительно позднее ухода его из жизни. Дело в том, что в них редко, но встречается информация по землетрясениям до 1933 г. включительно, хотя основная информация касается событий XIX в. и самого начала XX в.

Форма «бланка» карточки на обратной стороне обращения иная, чем форма бланков всех остальных карточек (рис. 2). Получается, что карточки, созданные до организации СИ-АН, к настоящему времени утеряны. По крайней мере, период в истории этого документа как минимум с 1916 по 1926 гг. пока можно охарактеризовать, как пробел в сборе информации. По определениям основных этапов развития макросейсмических исследований в России, проведенным Р. Э. Татевосяном, этот временной интервал практически совпадает с «*пустым*» этапом *для* российской сейсмологии (1914-1925 гг.), когда наступила череда политических и социальных потрясений, связанных с мировой войной, революциями и гражданской войной...» [6, с. 79].

Kpeinika	use meren repuention	ronuv f.cr	Heizbanne operationer Fenit 1	e on	uugeninpobori neveal	Koopegur	ramer
	Г	13	ange a na nastri a se		and a start and a start of the second se		
18 JENn no xponos nop. Kern	Dernira	rucon	hoop germani energeninpolo omg. zer-huu	er Cura b i snuy	Pernori, oscher. Zeor-miller	Aborso e greniven zenvem.	Floure
1/1245	- 19-jv - 19262		9:45°13'N 1:39°42'E	VII	v -		-
V 340	1-3-1865	14 48'	Boponeyestert.	<u>v</u> ?	V		

Рис. 2. Пример бланка на обратной стороне карточки с обращением Б. Б. Голицына

Не исключено, что первые фрагменты ККЗ находятся в архивах Центральной Сейсмологической Комиссии Российской (Императорской) Академии Наук, или Географического общества России, или в архивах сейсмологических центров Азербайджана, Армении, Грузии и научных подразделений Северного Кавказа.

Формирование базы данных по макросейсмическим проявлениям землетрясений России – жанр сложный. Помимо формирования самой идеи, трудности связаны с широкой географией страны и, как следствие, с изначально разным опытом сейсмологов-специалистов, участвовавших в создании карточек. К настоящему времени Карточный каталог землетрясений России составляет 38 папок хранения, которые, в свою очередь, разделены по принадлежности к сейсмоактивным регионам СССР.

Распределение папок по регионам, количество записей на них, первый и последний года информации приведены в таблице 1.

Таблица 1

Роздол	Количество	Количество	Количество	Первый	Последний
1 аздел	папок	карточек	записей	год	год
ККЗ Кавказа	13	3524	7443	257	1961
ККЗ Средней Азии	16	4678	9019	818	1950
ККЗ Сибири	7	1870	3914	1680	1961
ККЗ Камчатка	2	586	1558	1727	1951
Всего	38	7658	21934		1961

Основные характеристики материалов в папках хранения по регионам

Некоторые сейсмологи считают, что на карточках приведены описания очевидцев. Это большое заблуждение. Карточки содержат скупые выдержки из тех или иных источников: периодические издания, книжные публикации и пр. Данные в ККЗ по 1892 г. в большинстве случаев являются повтором сведений из «Каталога землетрясений Российской Империи» [7].

Слабым звеном работы с источниками является то, что, как правило, за первоисточник принимается первое упоминание о землетрясении. А это упоминание может, по сути, вовсе быть не первым, а лишь интерпретацией передающего звена/специалиста. В последнем случае очень важно знать уровень профессионализма и объективного отношения к имеющимся данным именно этого специалиста.

К большому сожалению, в настоящее время отношение к формированию рабочего каталога для целенаправленных исследований крайне поверхностное, без всякого представления подводных камней как в результативных каталогах, так и в материалах, на основе которых были получены параметры каждого землетрясения. В то же время: «Точное понимание полноты наших знаний о сейсмической истории исследуемой области важнейший элемент адекватности оценки сейсмической опасности. Носителем сейсмической истории являются каталоги землетрясений, причем основанные на макросейсмическом материале, представляют самую продолжительную часть этой истории и, соответственно, несут очень большую смысловую нагрузку...» <...> «История макросейсмики – это непросто последовательность публикаций исторических каталогов землетрясений; в первую очередь это развитие идей, общих подходов и конкретных методик» [6, с. 73].

И при использовании ККЗ в качестве источника необходимо не забывать весьма актуальное замечание Николая Виссарионовича, предваряющее публикацию [1]. «Следует предостеречь: настоящее издание – источник сведений для профессионалов. Только тщательная обработка представленных здесь материалов, совместно с другими источниками и инструментальными данными, позволит расширить наши сведения о сейсмичности СССР».

ККЗ составлялся на сведениях различных по уровню достоверности. В основу легли источники, создававшиеся во времена, когда населенные пункты переименовывались по нескольку раз в течение достаточно короткого времени. Все еще осложнено широко распространенной топонимикой, когда на ограниченной территории, не говоря уже о региональных масштабах, существует три-четыре и более населенных пункта с одним и тем же названием. Следовательно, для идентификации необходимы глубокие краеведческие знания.

Карточный каталог землетрясений России представляет безусловную ценность, по крайней мере, по двум взаимозависимым причинам.

Первая: карточный каталог, как всякая работа, выполнявшаяся в определенной системе, высвечивает вопросы, без ответа на которые, многие задачи решаются с ошибками, определение размеров которых, представляется самостоятельной проблемой.

Вторая: карточный каталог на настоящее время – единственная работа, на основании которой можно оценить степень нашего незнания в области исходного материала, который уже положен в основу решения большинства научных и (возможно, главное) прикладных сейсмологических задач.

Но, так или иначе, сведения на карточках должны быть только поводом для поиска фактов и дальнейшего сопоставления/оценки: 1) достоверности фактов; 2) хватает ли найденных фактов, чтобы имеющимися методами определить параметры источника, включая в обязательном порядке, определение природы источника.

ЛИТЕРАТУРА

- Карточный каталог землетрясений Восточно–Европейской платформы и сопредельных областей. (Сейсмологический институт АН СССР Геофизический институт АН СССР) // Белорусский сейсмологический бюллетень. Минск : Изд-во ин-та геохимии и геофизики АН БССР, 1991. Вып. 1. С. 21-85.
- 2. *Сводка* макросейсмических сведений по землетрясениям Камчатки (доинструментальный и ранний инструментальный период наблюдений) / Составитель А. А. Годзиковская. – Петропавловск–Камчатский : КФ ГСРАН, 2010. – 132 с. CD.
- 3. *Карточный* каталог землетрясений Кавказа / Составитель А. А. Годзиковская. Обнинск : ГС РАН, 2012. 143 с. CD.
- 4. Карточный каталог землетрясений Средней Азии / Составитель А. А. Годзиковская. Обнинск : ГС РАН, 2012. 203 с. СD.
- 5. *Карточный* каталог землетрясений Сибири * Карточный каталог землетрясений Восточно-Европейской платформы и сопредельных областей (СИАН-ГЕОФИАН) / Составитель А. А. Годзиковская. Обнинск : ГС РАН, 2012. 96 с. СD.
- 6. *Татевосян Р. Э.* Макросейсмические исследования в России // Очерки геофизических исследований. ОИФЗ РАН. 2003. С. 73-89.
- 7. *Мушкетов И. В., Орлов А. П.* Каталог землетрясений Российской Империи. СПб, 1983.

СЕЙСМИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ, УРАЛА И ЗАПАДНОЙ СИБИРИ С ДРЕВНЕЙШИХ ВРЕМЕН

А. А. Годзиковская¹, Н. Е. Прибылова²

¹ Федеральный исследователский центр «Единая геофизическая служба РАН», г. Обнинск, Россия;

^{1, 2} Филиал АО «Институт Гидропроект» – «ЦСГНЭО», г. Москва, Россия

Данное сообщение является представлением двух монографий: «Исходные материалы по сейсмическим событиям Европейской части СССР и Западной Сибири с древнейших времен по 1994 г.» [1] и «Каталог сейсмических событий Уральского региона с древнейших времен по 2002 г.» [2]. В этих публикациях представлены все первичные материалы, на которые ссылаются авторы параметрических строк, опубликованных в различных изданиях; кратко указаны методики определения параметров источников по макросейсмическим и экспериментальным данным; обсуждаются предлагаемые новые решения, которые не совпадают с ранее указанными.

По поводу неточностей/ошибок в опубликованных каталогах землетрясений разных авторов Б. Гутенберг и Ч. Рихтер в 1941 г. писали: «Неточности Сводок нельзя поставить в вину их очень внимательным составителям. Они обусловливаются целым рядом причин <...> Более поздние исследования показали, что эти определения нуждаются в пересмотре» [3, с. 10]. Во вступительной статье Нового каталога... [4, с. 4] читаем: «В связи с большим объемом использованного отдельными авторами материала, несмотря на многократную его проверку, может оказаться, что в каталог вкрались отдельные неточности. <...> Просьба присылать их в МССС или в ИФЗ АН СССР».

Качественное решение ряда задач прикладной сейсмологии зависит от полноты используемого каталога и достоверности параметров, как сильнейших землетрясений в регионе, так и зон скопления очагов малых энергетических классов, которые рассматриваются как возможные места сильного землетрясения, сейсмический потенциал которого обуславливается величиной объема зоны. Имеющийся каталог можно разделить на три части в соответствии с периодами наблюдений и регистрации сейсмических событий, характеризующимися изначальной возможностью получать качественный материал: доинструментальный, ранний инструментальный и региональный. Естественно, что методические возможности определения параметров очагов в эти периоды разнятся. Отметим, что региональный период наблюдений характеризуется специальной системой расстановки сейсмических станций и наличием единого центра сбора и обработки сейсмологических данных, подобных тем, которые организованы на Кольском полуострове, в Новосибирске, Иркутске, Якутске, Магадане, Южно-Сахалинске, Петропавловске-Камчатском. Так как единого центра сбора и интерпретации событий, происходящих на территориях Восточно-Европейской платформы (далее ВЕП), Урала и Западной Сибири (далее ЗС) нет, как и нет единой сети сейсмических станций, то, следовательно, региональный период наблюдений на этой территории еще не наступил.

1. Доинструментальный период наблюдений. Согласно методу Н. В. Шебалина, используемому в [4], при определении параметров очагов землетрясений доинструментального периода наблюдений «определение координат эпицентра не представляло затруднений при наличии замкнутой первой изосейсты. <...> По макросейсмическим данным за эпицентр принимался центр тяжести первой изосейсты с ошибкой, равной ее среднему радиусу...» [4, с. 32].

На рис. 1. приведен пример обследования эпицентральной области Дагестанского землетрясение 9 марта 1830 г. (составители: Н. В. Шебалин, В. Н. Крестников, Ю. К. Щукин).

Именно на основании подобных построений для эпицентральных областей Кавказа, Средней Азии, Сибири были определены уравнения макросейсмического поля, по которым
можно *при наличии замкнутой изосейсты* определить эпицентр; при наличии двух изосейст можно определить дополнительно глубину очага и магнитуду.

Надёжные замкнутые изосейсты можно провести только для территории с большим количеством населённых пунктов вблизи эпицентра землетрясения. Немаловажное значение имеет уровень грамотности проживающего населения, присутствие людей, способных собрать полную информацию о наблюдениях и передать её в центры обработки сейсмологической информации. К большому сожалению, чем дальше в историю от настоящего времени хронология событий, тем больше ненадёжных определений параметров землетрясений. Но даже и сегодняшние макросейсмические сведения, приводимые в СМИ, не могут быть использованы для адекватного определения параметров источника, включая его природу. Можно предполагать, что за доинструментальный период наблюдений более-менее уверенно определимы только параметры сильнейших землетрясений, которые произошли в непосредственной близости от культурного центра того времени.



Рис. 1. Дагестанское землетрясение 9 марта 1830 г. Составители: Н. В. Шебалин, В. Н. Крестников, Ю. К. Щукин

2. Ранний инструментальный период наблюдений характеризуется наличием сейсмических станций, регистрирующих наиболее сильные землетрясения всего земного шара. Станции регионального типа принадлежали разным ведомствам.

Ранний экспериментальный период характеризуется становлением наблюдательной сейсмологии. В этот период разрабатывается и опробуется аппаратура для сейсмических станций, создаются и уточняются скоростные годографы, вырабатывается идеология и методология обработки сейсмограмм. За ранний инструментальный период надежных определений для рассматриваемого региона нет. Хотя теоретически со времени открытия сейсмических станций «Апатиты» и «Обнинск» (рис. 2) тектонические события с M = 3,5 ($K_P = 10$) могли бы быть локализованы. Данные этого периода, безусловно, нуждаются в уточнении, если появляется причина усомниться в параметрах очага. Так получилось с сейсмическими событиями, получившими в [4] название Тюменское (1926 г.) и Тамбовское (1954 г.).



Рис. 2. Время открытия сейсмических станций по данным [5]

Тюменское землетрясение (1926 г.). «...большая путаница порождается неоднозначностью интерпретации из-за недостатков записи. Например, для землетрясения в 20 часов 19 сентября 1926 г. сводка дает следующие четыре возможных эпицентра: 42° ю. ш. 30° в. д., 2° с. ш. 2.8° з. д., 47° с. ш. 10° в. д., 59° с. ш. 65 в. д. Вероятно, ни один из них не верен; это было, по-видимому, глубокофокусное землетрясение в южной части Тихого океана.

Однако в каталогах, основывающихся на Сводках, и на картах все четыре перечисленных пункта фигурируют как самостоятельные очаги. Такие случаи встречаются довольно часто...» [3, с. 10].

В зарубежных источниках магнитуда не указывалась.

В [4] событие в 20 часов 19 сентября 1926 г., получив название «Тюменское», оказалось пятым вариантом решения эпицентра, но уже с M = 5,4; напомним, что разрушительное Ташкентское землетрясение 1966 г. имело M = 5,1 Публикаций, в которых было бы указано, кем и как в СССР были определены параметры этого события, нет.

Собранные на станции «Свердловск» материалы по событию 19.09.1926 г.; $20^{h}21^{m}58^{s}$ и данные бюллетеней отечественных и зарубежных станций – Баку, Иркутск, Пулково, Макеевка, Ленинград, Ташкент, Granada, Sidney – позволили идентифицировать запись как один из афтершоков сильнейшего землетрясения в районе Соломоновых островов, основной толчок которого с $M \approx 8$ произошёл 16.09.1926 г. в $18^{h}04^{m}$ в координатах: $\varphi = 9^{\circ}$ S; $\lambda = 162^{\circ}$ E, то есть, как и предполагали Б. Гутенберг и Ч. Рихтер, в южной части Тихого океана.

Тамбовское землетрясение (1954 г.). Интерес представляет история взрыва с M = 3,5, который произошел 30.12.1954 г. недалеко от г. Липецка в $18^{h}04^{m}$, был зарегистрирован сейсмической станцией «Москва» и появился в [4] в качестве тектонического землетрясения с M = 4,8, по непонятной причине получив название «Тамбовское». Руководителем подразделения, в которое входила сейсмическая станция «Москва», в то время был Е. Ф. Саваренский. В рабочем журнале сейсмической станции, в примечании, в строке обработки поставлена отметка «взрыв». На станцию подавались сведения о взрывах, чтобы их параметры не попадали в публикующиеся ежегодные бюллетени опорных сейсмических станций. И, действительно, в опубликованном бюллетене сейсмической станции «Москва» за 1954 г. этого события нет. Кто в журнале простым карандашом зачеркнул сделанную тушью запись «взрыв» и написал: «землетрясение, M = 4,8» – неизвестно. Публикаций, предшествующих выпуску [4], с объяснением изменения природы данного события и переопределения магнитуды, не обнаружено.

Возвращение в 2000 г. и 2003 г. к сейсмограммам и бюллетеням сейсмических станций «Москва» и «Степановское» подтвердило взрывную природу этого события [6, 7]. Координаты его эпицентра по засечкам с радиусами, приведенными в журнале обработки станций «Москва» и «Степановское» – $\varphi = 52,5^{\circ}$ N; $\lambda = 39,8^{\circ}$ Е. В 2013 г. на карте Google обнаружен объект, координаты которого совпадают с координатами «Тамбовского землетрясения» (рис. 3). При увеличении этого объекта видны складские помещения в особо охраняемой зоне воинской части, постройки которых характерны для периода СССР.



Рис. 3. Объект на территории с координатами $\varphi = 52,5^{\circ}$ N; $\lambda = 39,8^{\circ}$ E

Златоустское землетрясение (2002 г.). По уральским СМИ прошла информация о том, что, наконец, уральские сейсмологи зарегистрировали 18.08.2002 г. в $18^{h}15^{m}$ тектоническое землетрясение с M = 2,7. Однако уральские сейсмологи не провели макросейсмического обследования эпицентральной области. Частное обследование территории между г. Златоуст и г. Миасс показало, что макросейсмический эпицентр этого события находится в закрытой зоне: метка «А» в центральной части фрагмента снимка спутника (Google, рис. 4).



Рис. 4. Территория, на которой ощущалось событие 18.08.2002 г. в 18^h15^m

Особенности сейсмологических наблюдений в настоящее время. По данным [5] на Восточно-Европейской платформе с 1956 г. ведёт свои наблюдения Кольский региональный сейсмологический центр. Кроме того, действуют несколько сейсмических станций Геофизической службы РАН (ранее – Центральной опытно-методической экспедиции). В 1996 г. и 2003 г. соответственно начались сейсмологические наблюдения на Воронежском кристаллическом массиве и в Архангельской области. В эти же годы в Центральной части ВЕП Институт динамики геосфер РАН организовал малоапертурную сейсмическую группу «Михнево». Совместная обработка получаемого сейсмологического материала в перечисленных сейсмологических подразделениях/центрах не проводится. На Урале с начала XX в. работала сейсмическая станция 1-го класса Екатеринбург (Свердловск) и с 1971 г. региональная станция «Арти». Совместная обработка материалов этих двух станций была проведена впервые только в 2002 г. [8]. В последующем данные по обработке этих станций не известны. На территориях ВЕП и Урала в настоящее время каждое ощутимое событие, которое невозможно явно идентифицировать, как техногенное, помещается в каталог в качестве тектонического землетрясения без обследования эпицентральной зоны. Основной аргумент – при слабых землетрясениях никаких макросейсмических следов быть не может. И это действительно так. Зато самый слабый взрыв оставит в эпицентре достаточное свидетельство произошедшего. Более того, на Камчатке взрывы боеприпасов с $K_{max} \approx 7,3$ имели 4-балльное проявление на расстояниях более 50 км [9].

Таблица 1

Природа/категория	а/категория Характеристика			
Тектоническое	События, связанные с тектонической активностью	-	1	
Техногенное	Взрывы, нефтедобыча, горные удары	77	50	
Экзогенное	Кастовые провалы; обвалы	15	25	
Спорные	Данных много, но они противоречивы	18		
Ошибочное	В источниках нет данных	1	6	
Параметры неопределимы	Не достаточно данных для определения эпицентра	8	16	

Основные результаты, представленные в работах [1 и 2]

Значение макросейсмических обследований для выявления природы сейсмического источника хорошо видно из опыта сейсмологических исследований слабоактивного района расположения проектируемой на Кубе АЭС в Съенфуэгосе. Сейсмическими станциями ИФЗ АН СССР в 1978 г. за 6 месяцев было зарегистрировано несколько сотен сейсмических событий. Только оперативный выезд кубинского специалиста в эпицентральную область каждого зарегистрированного сейсмического события выявил, что все они являлись взрывами. Иначе же в районе проектируемой АЭС имела бы место рассеянная тектоническая активность [10-11]. Энергетический уровень событий был порядка K = 6-8 (M = 1,2-2,3). Возглавляла сейсмические исследования Татьяна Глебовна Раутиан.

На представленных территориях не проводится исследований сравнительных характеристик макросейсмических проявлений при сейсмических событиях разной природы. Особенно уникальными такие работы были бы на Урале, в пределах которого происходят: тектонические землетрясения, взрывы, горные удары, карстовые провалы, падения метеоритов. Здесь, наверное, уместно особо отметить, что ни в одной инструкции по проведению и обработке сейсмических наблюдений нет разделов, и даже простого упоминания о следующих важных работах для полной качественной оценки источника сейсмических колебаний:

- 1. Выявление мест массовых взрывов, выработки методик распознавания взрывов и землетрясений.
- 2. Правила организации сбора и хранения региональных экспериментальных материалов.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Годзиковская А. А., Прибылова Н. Е., Чепкунас Л. С. Исходные материалы по сейсмическим событиям Европейской части СССР и Западной Сибири с древнейших времен по 1994 г. Москва : ООО «Сам Полиграфист», 2013. 135 с.
- 2. Годзиковская А. А. Каталог сейсмических событий Уральского региона с древнейших времен по 2002 г. Москва : ООО «Сам Полиграфист», 2016. 257 с.
- 3. *Гутенберг Б., Рихтер Ч.* Сейсмичность земли / Ред. Е. Ф. Саваренский. Москва : Государственное издательство «Иностранная литература», 1948. –160 с.
- 4. *Новый* каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. М. : Наука, 1977. 534 с.

- 5. *Старовойт О. Е., Мишаткин В. Н.* Сейсмические станции Российской Академии Наук. Москва–Обнинск : ГС РАН, 2001. 88 с.
- 6. Годзиковская А. А., Бесстрашнов В. М., Лабзина Е. Ю. Землетрясения и взрывы Восточно–Европейской платформы // Природные опасности России. «Сейсмические опасности». М. : Издательская фирма «КРУК», 2000. Т. 2. С. 46-53.
- 7. *Чепкунас Л. С., Левшенко В. Т., Лопанчук А. А.* Результаты анализа инструментальных данных для Тамбовского землетрясения 30 декабря 1954 года // Физика Земли. 2003. № 4. С. 56-67.
- Ломакин В. С., Годзиковская А. А., Прибылова Н. Е., Силина И. К., Митенкова Н. В. Сейсмические события Уральского региона за 1914–2002 гг. – М. : ЦСГНЭО, РАО «ЕЭС России», 2002. – 86 с.
- 9. Чеброва А. Ю., Левина В. И., Иванова Е. И., Митюшкина С. В., Чебров В. Н., Раевская А. А., Гусева Е. И. Камчатка и Командорские острова // Землетрясения Северной Евразии в 2005 году. – Обнинск : ГС РАН, 2011. – С. 213-227.
- 10. Альварес Л., Годзиковская А. А., Раутиан Т. Г. Сейсмичность и сейсмический режим Кубы и прилегающих акваторий // Исследования сейсмичности малоактивных сейсмических зон (Центральная Куба). М. : Наука, 1983. С. 57-81.
- 11. Раутиан Т. Г., Серрано М., Фремд В. М., Чуй Т. Инструментальные наблюдения и сейсмичность района Сьенфуэгос // Исследования сейсмичности малоактивных сейсмических зон: Центральная Куба. М. : Наука, 1983. С. 36-48.

УДК 550.34

ПОСТРОЕНИЕ СКОРОСТНЫХ РАЗРЕЗОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ МЕТОДИКИ ФУНКЦИЙ ПРИЕМНИКА ПО ДАННЫМ МАЛОАПЕРТУРНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ГРУПП

А. Г. Гоев¹, И. А. Санина¹, Г. Л. Косарев², О. Ю. Ризниченко²

¹ Институт динамики геосфер РАН, г. Москва, Россия; ² Институт физики земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

В данной работе приводятся результаты анализа скоростной структуры земной коры и верхней мантии до глубины 300 км в центральной части Восточно-Европейской платформы. На рис. 1 представлена карта территории России с нанесенными на ней профилями ГСЗ и местами расположений сейсмических станций, данные которых использованы в приведенном исследовании. Как видно, сейсмическими методами регион изучен недостаточно детально. Ввиду этого необходимы дополнительные исследования глубинного строения данного региона для более полного изучения структуры земной коры и верхней мантии. В данной работе продемонстрирован пример применения данных малоапертурных сейсмических групп временного или постоянного базирования «Монаково», «Михнево» и «Обнинск», укомплектованных широкополосными сейсмическими станциями, для решения поставленной задачи.

В условиях использования данных малоапертурных групп и точечных станций одной из немногих методик, позволяющих получить устойчивый скоростной разрез слоистой структуры под станцией, является метод функций приемника или receiver functions method [1-3]. Данная методика, основанная на обработке обменных волн, прекрасно зарекомендовала себя при исследованиях в других странах, однако, для данного региона, практически не применялась. Ее основным отличием от методики ГСЗ и КМПВ является практическое полное отсутствие горизонтального осреднения что позволяет, вкупе с использованием данных ГСЗ построить детальный и устойчивый скоростной разрез.





Одним из примеров использование метода функций приемника для данного региона являются исследования структуры литосферы и верхней мантии под станцией «Михнево», описанные в работе [4]. Данная работа является продолжением этих исследований путем добавления новых данных, собранных обсерваторией «Михнево» за 3 года, прошедших со времени публикации работы [4] и, тем самым, увеличения количества обрабатываемых сейсмограмм в 2,5 раза. Также, по сравнению с упомянутой работой, были рассчитаны и использованы S функция приемника и данные поверхностных волн. Известно, что S_p обменные волны приходят на регистратор тем раньше, чем глубже располагается граница обмена и, соответственно, раньше возникновения большинства кратных отражений. Тем самым удается, во многом, избежать интерференции кратных волн с целевыми (обменными) и их искажения. Исходя из этого, включение S функции приемника в инверсию позволяет существенно улучшить точность определения глубинных слоев [5].

По той же методике осуществлялось построение скоростных разрезов литосферы и верхней мантии по данным сейсмостанции «Обнинск», а также мобильной малоапертурной группы «Монаково», расположенной в Нижегородском регионе. Виду отсутствия в Нижегородском регионе сейсмостанции постоянного базирования представленный разрез верхней мантии, по существу, является совершенно новым результатом.

Все три региона исследований характеризуются наличием мощных осадочных слоев, что существенно осложняло решение обратной задачи. В связи с тем, что правильное определение скоростного разреза верхней мантии сильнейшим образом зависит от скоростного разреза земной коры, частотный диапазон P функции приемника был максимально расширен в короткопериодную область, а также разделен на два комплекта: короткопериодный (частоты 0,5-3,4 Гц) и широкополосный (частоты 1-0.008 Гц). Анализ спектрального состава отобранных записей удаленных землетрясений позволил определить граничную частоту надежной оценки Р функции приемника в 3,5 Гц. Набор короткопериодных P функций приемника был использован для оценки скоростной структуры осадочного слоя, мощность которого варьируется между пунктами наблюдений и может достигать 2 км. В некоторых случаях было необходимо учитывать тонкие слои в верхней части разреза мощностью до 50 метров. Кроме того,

разделение рассчитанных функций приемника на два диапазона с разной фильтрацией позволило увеличить общее число записей, пригодных для дальнейшего использования. Мы считали возможным использовать для инверсии функции приемника записи, отвечающие двум основным критериям – импульсная форма записи и отношение сигнал/шум не менее 4/1.

Определение скоростной структуры всей земной коры и верхней мантии до глубины 300 км выполнялось по широкополосным P и S функции приемника с использованием данных поверхностных волн. Для успешного решения этой задачи скоростная структура осадочного слоя была зафиксирована по результатам инверсии короткопериодных P функций приемника. Во всех пунктах была оценена толщина литосферы и параметры слоя пониженной скорости в верхней мантии Земли. Также для данного региона, несмотря на мощный осадочный слой, были получены обменные волны зоны фазовых переходов от границ 410 и 660 км. Глубина верхней границы слоя пониженной скорости (астеносферы) меняется от 120 до 150 км в зависимости от пункта наблюдения. Мощность астеносферного слоя также варьировалась в диапазоне от 30 до 40 км. По данным исследования глубина границы Леман меняется от 150 до 250 км.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Vinnik L. P. // Phys. Earth and Planet. Interior. 1977. Vol. 15. P. 39-45.
- 2. Винник Л. П., Косарев Г. Л. // ДАН. 1981. Т. 261. № 5. С. 1091-1095.
- 3. Langston C. A. // J. Geophys. Res. 1979. Vol. 84. P. 4749-4762.
- 4. *Санина И. А., Королев С. А., Косарев Г. Л., Ризниченко О. Ю.* // ДАН. 2014. Т. 456. № 3. С. 338-341.
- 5. Farra V., Vinnik L. P. // Geophysical Journal International 141. 2000. P. 699-712.

УДК556.3:621.039.9

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРИ ПРОВЕДЕНИИ КРУПНОМАСШТАБНЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Э. М. Горбунова

Институт динамики геосфер РАН, г. Москва, Россия

На современном этапе промышленного освоения окружающей среды и эксплуатации месторождений различного типа одной из наиболее важных научно-технических задач является контроль за геодинамической и радиационно-экологической обстановкой на объектах повышенного риска (в районах расположения АЭС, утилизации и захоронения РАО и т. д.). Территории бывших испытательных полигонов (Семипалатинского, Харабалинского и др.) представляют собой уникальные площадки для апробации эффективности методологии экспериментальных исследований по оценке возможных последствий техногенной дестабилизации геологической среды. Актуализация архивных материалов по изучению воздействия крупномасштабных экспериментов – подземных ядерных взрывов (ПЯВ) направлена на выделение основных закономерностей формирования гидрогеодинамической обстановки.

В 1983-1992 гг. на отдельных участках технических площадок Семипалатинского испытательного полигона партией 27 экспедиции 16-го района ПГО «Гидроспецгеология» выполнялись комплексные геолого-геофизические и гидрогеологические работы по изучению влияния ПЯВ на массив горных пород в радиусе 1,5-3,0 км [1-3]. Мониторинг режима подземных вод заключался в измерениях уровня в наблюдательных скважинах, расхода родников и водопритоков из горизонтальных горных выработок – штолен и отборе проб на сокращенный химический анализ. Данные мониторинга состояния штольни № 1 до и после проведения ПЯВ в смежной выработке № 2 (в мае 1987 г.) и штольне № 1 (в июле 1987 г.) использованы для анализа влияния ПЯВ на состояние массива и гидрогеодинамическую обстановку. Выбранный участок расположен на западе интрузивного массива. Мощность перекрывающих пород над выработкой достигает 260 м. Склон вдоль оси выработки неровный, ступенчатый, осложнен распадками и участками развития осыпей. Разломы на поверхности выделяются в виде понижений (седловин) в рельефе, которые в процессе выветривания развиваются по ослабленным зонам.

В геологическом разрезе участка повсеместно распространены граниты верхнего палеозоя, осложненные редкими дайками диоритовых порфиритов. Горная выработка пройдена выше линии выклинивания водоносного горизонта, поэтому обводненность ее невысокая. Водоприток в штольню зависит от степени трещиноватости пород, наличия разрывных нарушений, по которым происходит основная инфильтрация атмосферных осадков. Вид и дебит водопроявлений изменяется в широких пределах в зависимости от времени года и количества атмосферных осадков.

Для выбранного годового цикла наблюдений отмечена прямая зависимость между количеством атмосферных осадков и водопроявлениями в выработке. Наибольшее значение водопритока до 7,4 м³/сут зарегистрировано в весенне-летний период при максимальном ежемесячном количестве атмосферных осадков до 50,1 мм.

По данным сейсмических исследований в выработке скорость продольной волны в зонах влияния экзогенной и тектонической трещиноватости в среднем составляет 3-4,5 км/с, в массиве – изменяется от 4,5 до 6,5 км/с. Значения модуля трещиноватости и коэффициента трещинной пустотности пород уменьшаются по направлению от устья выработки вглубь массива при увеличении мощности перекрывающих пород.

В выработке граниты в зонах экзогенного выветривания и тектонической трещиноватости средней прочности. Модуль трещиноватости пород достигает 20, пористость – 4,1-4,3 %. В массиве граниты прочные и очень прочные, среднетрещиноватые. Модуль трещиноватости составляет 3-10, пористость не превышает 3,7 %.

Разрывные нарушения (1-7, 10) в штольне выделяются по наличию глинки трения с включениями вмещающих пород. На расстоянии 430-437, 568 и 583 м от портала в штольне вскрыты дайки диоритовых порфиритов, которые являются заполнителем разломов преимущественно субширотного простирания и рассматриваются в качестве границ блоков I-III (рис. 1). Разлом северо-восточного простирания, вскрытый горной выработкой в интервалах 568 и 583 м, прослеживается на поверхности в виде уступа.



Рис. 1. Данные мониторинга водопритока вдоль оси горной выработки в зимний период (здесь и далее пунктир – разрывные нарушения; римские цифры – номера блоков)

Анализ влияния ПЯВ на гидрогеологические условия проводился путем сопоставления результатов гидрогеологических обследований, близких по метеорологическим условиям. До взрыва в зимний период в пределах блоков I и II водопроявления отмечались только в виде неравномерного увлажнения стенок и кровли выработки. Основные водопроявления в виде интенсивного увлажнения стенок и кровли выработки, капежа, реже – струйного высачивания тяготеют преимущественно к зонам влияния разрывных нарушений субмеридионального простирания субвертикальным, выполненным глинкой трения. В зонах влияния субвертикальных разломов, залеченных диоритовым порфиритом, водопроявления слабо выражены (разломы 8, 9).

После взрыва в интервалах 160-300 м и 310-380 м блока I прослежен слабый капеж с интенсивностью 0,13 м³/сут. и 0,006 м³/сут. соответственно (рис. 1). Ранее водоприток в этих интервалах был зарегистрирован только в период максимальной инфильтрации атмосферных осадков в весенне-летний период.

Увеличение проницаемости в массиве и в зонах влияния разломов подтверждено данными изменений средневзвешенных значений коэффициента трещинной пустотности пород (рис. 2) и модуля трещиноватости, которые определены по материалам повторной геологической документации выработки. В интервале 231-329 м установлено максимальное увеличение коэффициента трещинной пустотности в 2,2 раза. Для сравнение отметим, что в наиболее приближенном к эпицентру взрыва блоке IV в интервале 583-720 м коэффициент трещинной пустотности увеличился только в 1, 3 раза.

В интервалах 600-640 м и 684-780 м блока III интенсивность водопроявлений после ПЯВ не изменилась (рис. 1). Но в зоне влияния разлома 9 в интервале 548-583 м через 1,5 месяца после взрыва отмечен капеж. Полученные значения сопоставимы по интенсивности с водопроявлениями, зарегистрированными в период максимальной инфильтрации атмосферных осадков до проведения ПЯВ, что также указывает на изменение проницаемости в бортах разлома 9, которое подтверждено увеличением коэффициента трещинной пустотности в 1,1 раза (рис. 2).



расстояние от устья штольни, м

Рис. 2. Изменение коэффициента трещинной пустотности

Результаты мониторинга водопроявлений согласуются с данными измерений диэлектрической проницаемости вдоль оси выработки: до взрыва прослежено закономерное уменьшение значений в соответствии с ростом прочностных характеристик пород, после эксперимента установлено увеличение диэлектрической проницаемости в связи с изменением степени водонасыщенности пород. Наведенная трещиноватость, не выделенная по результатам визуального обследования в штольнях, косвенно выражена разнознаковым изменением скоростей распространения упругих волн в массиве по данным сейсмопросвечивания и сейсмопрофилирования, проведенным в выработке. Изменения состояния массива и разрывных нарушений, установленные по результатам гидрогеологического обследования штольни, подтверждены и на поверхности по результатам мониторинга уровня подземных вод в скважинах 1-3 и расхода на портале штолен A и В (рис. 3).

В момент взрыва в штольне № 1 на северо-востоке участка зарегистрирован подъем уровня в скважине 2 и увеличение водопритока ИЗ штольни А (рис. 4, а). На протяжении первых суток после взрыва максимальные снижения уровня подземных вод зафиксированы в скважинах 1 и 3, расположенных в пределах разлома северо-западного простирания, гидравлически взаимосвязанного с северо-восточным дизъюнктивом, который находится в зоне техногенного влияния от эксперимента, проведенного в выработке № 2.

В последующие сутки режимных наблюдений прослежен общий тренд восстановления уровенной поверхности до первоначального положения в скважинах (рис. 4, δ). Напротив, за этот же период наблюдений отмечено снижение интенсивности водопритоков на портале штолен A и B.

Уклон подземного потока в северном направлении в створе скважин 344-301 после ПЯВ в штольне № на протяжении первых суток уменьшился на 0,009. В югозападном направлении В створе 302-301 увеличился скважин на 0,002, что указывает на привлечение дополнительных ресурсов на заполнение зон наведенной трещиноватости. После ПЯВ в штольне № 1 изменение уклонов подземного потока менее выражено.

Полученные данные подтверждают необратимые изменения состояния массива и разрывных нарушений в зоне влияния ПЯВ, вызывающие дренирование трещинножильных вод, получающих преимущественное развитие в зонах повышенной трещиноватости пород. Режим трещинно-пластовых вод, приуроченных к зоне экзогенного вывет-



Рис. 3. Гипсометрическая схема участка исследований: 1 – разрывное нарушение; 2 – граница трещиннопластовых вод, бергштрихи направлены в сторону распространения; 3 – штольня и ее номер; 4 – скважина и ее номер; 5 – поверхностный водоток, стрелка – направление движения



Рис. 4. Диаграммы изменения водопритока из штолен $\mathbb{N} \ge \mathbb{N} \ge \mathbb{A}$, B (*a*) и уровня в наблюдательных скважинах (б)

ривания, за счет привлечения дополнительных естественных ресурсов постепенно в течение месяца наблюдений восстанавливается.

Продолжительность процесса восстановления уровенной поверхности зависит от эпицентрального расстояния и близости области питания подземных вод, приуроченной к водораздельной части массива. Вариации водопритоков в горных выработках и уровня в наблюдательных скважинах являются индикатором изменений состояние массива горных пород и зон влияния разрывных нарушений. По данным режимных наблюдений прослежена техногенная нарушенность структуры формирования подземного потока. Отмечено сглаживание и общий тренд снижения уровенной поверхности за счет относительного выравнивания крутизны подошвы водоупорного ложа слабо трещиноватых пород.

Представленные результаты исследований имеют прикладное значение и могут быть использованы для анализа гидрогеологической ситуации при крупномасштабном воздействии на массив, вмещающий объекты повышенного риска.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российской академии наук (проект № 0146-2015-0011).

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Шпаковский В. И., Шпаковская Р. С., Горбунова Э. М. Гидрогеодинамическая обстановка в техногенно-нарушенных условиях // Международная геофизическая конференция. Тезисы докладов. С-Пб. : ВИРГ-Рудгеофизика, 2000. С. 615-616.
- 2. Горбунова Э. М. Гидрогеодинамическая обстановка массива Дегелен Семипалатинского полигона // Вестник НЯЦ РК, выпуск 2, июнь 2012. Курчатов : НЯЦ РК, 2012. С. 108-114.
- Горбунова Э. М. Гидрогеологические условия массива, осложненного взрывным воздействием // Геодинамика и техногенез: Материалы Всероссийского совещания, 12-15 сент. 2000г., Ярославль. – Ярославль : ФГУП НПЦ «Недра», 2000. – С. 40-42.

УДК 550.348.425.4

О РЕГИСТРАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКОГО СИГНАЛА ОТ ВЗРЫВА 6 ЯНВАРЯ 2016 ГОДА НА ТЕРРИТОРИИ КНДР

С. В. Горожанцев¹, Ю. Н. Левин², Е. П. Семёнова², Т. А. Фокина²

¹ Федеральный исследовательский центр «Единая геофизическая служба РАН», г. Обнинск, Россия;

² Сахалинский филиал Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН», г. Южно-Сахалинск, Россия

Введение. 6 января 2016 года сетью сейсмических станций Сахалинского филиала Геофизической службы Российской академии наук (СФ ГС РАН) было зарегистрировано сейсмическое событие на территории Корейского полуострова. Позже северокорейские СМИ сообщили об успешном испытании водородной бомбы. Из-за сравнительно небольшой мощности взрыва у сторонних экспертов возникли серьёзные сомнения в достоверности подобного сообщения. В информационных сетях было озвучено предположение, что Пхеньян испытал обычную атомную, а не водородную бомбу. Проверка Роспотребнадзором состояния радиационного фона на территории Российской Федерации показала его абсолютную стабильность. Представитель Гидрометцентра в Приморье отметил, что «опасности для Приморья, да и для других территорий быть не должно, так как испытание подземное, а при нем радиация в воздух не поступает».

Параметры сейсмического события 6 января 2016 г. Территория Корейского полуострова находится в непосредственной близости от зоны сейсмического мониторинга Сахалинского филиала Геофизической службы РАН. Регистрация землетрясений в СФ ГС РАН осуществляется всеми типами сейсмической аппаратуры в широком амплитудно-частотном диапазоне, в том числе:

- широкополосными сейсмическими станциями СФ ГС РАН;
- сейсмическими станциями университета сейсмологии и вулканологии Хоккайдо;
- сейсмическими станциями Дальневосточного отделения РАН, расположенными в зоне ответственности СФ ГС РАН.

В 2015 году система сбора и обработки информации СФ ГС РАН объединила данные всего цифрового оборудования дальневосточных сейсмических сетей. Таким образом, сейсмологические данные этих станций стали доступны для обработки в региональном информационно-обрабатывающем центре (РИОЦ) «Южно-Сахалинск» в режиме близком к реальному времени. Сейсмические станции региональной сети СФ ГС РАН обеспечивают надежную регистрацию сейсмических событий с магнитудой $M \ge 4,0$ как в зоне ответственности филиала, так и на сопредельных территориях.

Оперативное определение параметров землетрясения 6 января 2015 г. было проведено в региональных информационно-обрабатывающих центрах в Южно-Сахалинске, Петропавловске-Камчатском и Владивостоке. Результаты сошлись в пределах точности локализации. В таблице 1 приведены параметры сейсмического события 6 января 2016 года по данным дальневосточных сейсмологических информационно-обрабатывающих центров (ИОЦ).

Таблица 1

NN	Время в очаге	ремя в очаге Широта Д		Глубина	Магнитуда			Hourn	
	ч-мин-с (GMT)	(GMT) град.	град. км	КМ	MS	Mb	ML	центр	
1	01:29:59.79	41.3724	129.0108	0	4,6/9	5,3/10	5,5/2	РИОЦ «Южно-Сахалинск»	
2	01:29:56.74	41.2590	128.8793	3	4,0/1			РИОЦ «Владивосток»	
3	01.20.57 25	41 2002	120 0486	0	4 1/1	18		РИОЦ «Петропавловск-	
5	01.29.37.23	41.2902 129.04	129.0400	0	4,1/1	4,0		Камчатский»	

Параметры взрыва в КНДР 6 января 2016 г.

На рис. 1 показан эпицентр сейсмического события 6 января 2016 г. по результатам обработки в РИОЦ «Южно-Сахалинск» с использованием программного комплекса DIMAS.

Сейсмические волны от взрыва 6 января 2016 г. были достаточно хорошо зарегистрированы дальневосточными сейсмическими станциями.

Выделение моментов вступления волн на записи станций регистрации не вызвало затруднений, так как большая часть сейсмической энергии, образующейся при взрыве, излучается в виде Р-волн. На рис. 2 представлен фрагмент записи взрыва 6 января 2016 г. на сейсмической станции «Мыс Шульца» ($\Delta 2^{\circ}$).

Характерная форма колебаний в группе Р-волн – более или менее резкая волна сжатия, зависящая от взаимного расположения станции и источника и расстояния между ними. Фактически первые вступления волн Р для рассматриваемого события на записях станций регистрации TEY, KLR, KHBR, GRNR, A732, ZEY, BMKR, YSS соответствуют скорости распространения 7,5 км/сек. Однако, на двух ближайших к эпицентру станциях «Мыс Шульца» ($\Delta 2,0^{\circ}$) и «Горнотаежное» ($\Delta 3,3^{\circ}$) были отмечены две группы продольных волн Р и Рg с пониженными скоростями, равными 6,5 км/сек и 6,0 км/сек, соответственно.

Примечание. *mb* – *магнитуда по объемной волне P; ML* – *локальная магнитуда*



Рис. 1. Эпицентр сейсмического события в КНДР 6 января 2016 г. по результатам обработки программой DIMAS



Рис. 2. Фрагмент трехкомпонентной записи взрыва 6 января 2016 г. цифровой станцией «Мыс Шульца» (Δ 2,0°)

Ранее, 3 октября 2006 года, 25 мая 2009 года и 12 февраля 2013 года, на территории КНДР уже были зафиксированы сейсмические события подобного рода. Эти события были идентифицированы как подземные взрывы от ядерных испытаний [1, 3]. На рис. 3 представлен фрагмент трехкомпонентной записи взрыва 25 мая 2009 г. в одном масштабе с событием 6 января 2016 г. (рис. 2).



Рис. 3. Фрагмент трехкомпонентной записи взрыва 25 мая 2009 года цифровой станцией «Мыс Шульца» (Δ 2,0°)

Форма колебаний на станции «Мыс Шульца» при подземных взрывах 25 мая 2009 года и 6 января 2016 г. была почти одинаковой.

Возникающие при поверхностных взрывах волны S хорошо заметны на записи только одной близкой станции «Мыс Шульца» ($\Delta 2,0^{\circ}$), на записях удаленных станций эти волны слишком слабы, чтобы их можно было выделить.

Вместе с волнами Р очень важны для идентификации такого явления как взрыв поверхностные волны Релея. В данном случае волны Релея отмечены в виде одного цуга колебаний на частотах 0,06-0,125 Hz (рис. 4). Тем не менее, на записи станций TEYR, KLR, KHBR, GRNR, A732, ZEY, BMKR, YSS, MSH, GRTR, A720, ERM были обнаружены характерные для мелкофокусных землетрясений континентальной зоны волны Лява.



Рис. 4. Фрагменты записи взрыва 6 января 2016 года цифровыми станциями TEYR, KLR, KHBR, GRNR, GRTR

Выводы. В результате проведенных наблюдений и исследований с учетом:

- мощности сейсмических событий от ядерных взрывов полного камуфлета [2];
- сходства записей сейсмических сигналов от взрывов 25 мая 2009 года и 6 января 2016 года;
- того, что подобные испытания подземных взрывов происходили практически в одних и тех же геолого-геофизических условиях, а также, незамеченных изменений радиационного фона; напрашивается вывод о том, что и этот взрыв является, скорее всего, подземным ядерным испытанием. Вопрос о том, является ли этот взрыв термоядерным (взрывом водородной бомбы) требует дополнительного исследования.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Горожанцев С. В. О регистрации сейсмических сигналов от взрывов на территории КНДР // Теория и практика разведочной и промысловой геофизики : Материалы Международной научно-практической конференции, посвященной 60-летию кафедры геофизики Пермского университета (21-22 ноября 2014 г.). Пермь, 2014. С. 84-92.
- Кедров О. К. Сейсмические методы контроля ядерных испытаний / О. К. Кедров; ин-т физики Земли им. О. Ю. Шмидта Рос. акад. наук, ин-т стратег. стабильности м-ва РФ по атом. энергии; отв. ред.: В. Н. Михайлов, А. О. Глико. – М.; Саранск: Тип. «Красс. Окт.», 2005. – 420 с.
- 3. *Маловичко А. А., Габсатарова И. П., Коломиец М. В.* Особенности волновой картины подземного ядерного взрыва в Северной Корее 25 мая 2009 года по данным регистрации российскими сейсмическими станциями // Вестник НЯЦ РК. 2010. Вып. 3(43).
- 4. *Взрывы* и землетрясения на территории Европейской части России / Под ред. В. В. Адушкина и А. А. Маловичко). М. : ГЕОС, 2013. 384 с. ISBN 978-5-89118-675-5.

УДК 528.8:629.78

ВЕРОЯТНОСТНАЯ ОЦЕНКА СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ

С. О. Джанабилова

ТОО «Институт сейсмологии», г. Алматы, Республика Казахстан

При вероятностном подходе определяется расчетная интенсивность со средней повторяемостью в данной точке [Cornell, 1968; 1971; Merz, Cornell, 1973; Ризниченко, 1973; 1985; Кейлис-Борок, Кронрод, Молчан, 1980; Сейсмическое..., 1980; Уломов, 1995; 1999; 2000; Гусев, Шумилина, 1995; Explanation..., 1996].

Применительно к территории Северного Тянь-Шаня он реализован в работах Ф. Ф. Аптикаева, А. Нурмагамбетова, А. Сыдыкова, Н. Н. Михайловой [Аптикаев и др., 1982; Нурмагамбетов, Сыдыков, 1987; Михайлова, 1996]. Часто эту проблему называют сейсмическим риском, понимая под этим оценку вероятности того, что в данном месте за фиксированный промежуток времени случится хотя бы одно землетрясение с уровнем воздействия не меньше заданного. При этом уровень воздействия может выражаться как в макросейсмических оценках, так и в значениях параметров сейсмических колебаний.

А. Б. Садыкова (2014) внеся в указанную методику существенные изменения, составила вариант вероятностного сейсмического районирования территории юга и юго-востока Казахстана, по которому было построено 3 карты. Одна из них, в качестве примера приведена на рис. 1. Основной нагрузкой их является расчетная интенсивность I_T со средней повторяемостью в данной точке 1 раз в T = 500, 1000 и 5000 лет. Это соответствует вероятности непревышения интенсивности I_T в течение t = 50 лет P = 0,90 (при T = 500 лет), P = 0,95 (при T = 1000 лет) и P = 0,99 (при T = 5000 лет).



Рис. 1. Карта вероятностной оценки сейсмической опасности территории юга и юго-востока Казахстана и прилегающих территорий. Вероятность 90 % непревышения расчетной интенсивности в течение 50 лет (средний период повторяемости один раз в 500 лет) (Сыдыкова, 2012)

Как видно из приведенных карт, с увеличением вероятности Рнепревышения заданной интенсивности, значения максимальной интенсивности сотрясений увеличиваются. Так, в пределах наиболее сейсмоопасных зон, таких как Таласо-Ферганская, Северо-Тянь-Шаньская и Джунгаро-Борохоринская, значение I_{max} увеличиваются от 8,5-9,0 при вероятности непревышения P = 0,95 до 9,0-9,5 при P = 0,99.

В рамках глобальной программы сейсмической опасности (проект GSHAP, Уломов и др., 1999, Zhang et. al., 1999) наряду с другими регионами рассматривалась и сейсмическая опасность Центральной Азии (рис. 2). Обе группы авторов пришли к выводу, что большая часть территории Кыргызстана имеет очень высокий уровень риска: пиковые ускорения колебаний грунта (PGA) могут превысить 0,48 м/сек² при периоде повторяемости 475 лет.

Приведенные в этих работах вероятностные карты сейсмической опасности были рассчитаны для больших территорий и сглаживают уровень PGA для этой относительно маленькой страны (площадью меньше чем 200000 км²).

К. Е. Абдрахматов с соавторами (Abdrakhmatovet., al, 2003) применили новый подход, который состоял в вычисления вероятностных карт интенсивности Ариеса (Arias, 1970). Сама процедура вы-



Рис. 2. Карта PSHA для территории Центральной Азии в терминах макросейсмической интенсивности с 10 % вероятностью превышения в течение 50 лет, составленная в рамках проекта GSHAP (Уломов и др., 1999, Zhang et. al., 1999)

числений та же самая, что и для пиковых ускорений грунта, но законы затухания различны. Авторы применили, в основном, эмпирические законы (Wilson и Keefer, 1985, Keefer и Wilson 1989), но попробовали также определить теоретические соотношения на основе акселлерограмм, моделируемых для различных величин и эпицентральных расстояний, используя стохастический метод (Boore, 1996). Кроме того, для вероятностных оценок PGA и интенсивности использовалось стохастическое моделирование акселлерограмм. Для учета неопределенностей, влияющих на соотношение Гутенберга-Рихтера использован верхний 90 % лог-линейный доверительный интервал.



Probabilistic PGA map for the Tien Shan

0.1g = 7 balls, 0.2g = 8 ballsи 0.4g = 9 balls.

Рис. 3. Карта вероятностной оценки сейсмической опасности территории Кыргызской Республики. Вероятность 90 % непревышения расчетной интенсивности в течение 50 лет (средний период повторяемости один раз в 500 лет) (Abdrakhmatovet., al., 2003)

Указанные исследователи (Abdrakhmatovet., al, 2003) считают, что наиболее приемлемым для территории Кыргызстана (рис. 3) является закона затухания Пенга и других (Peng et. al., 1985). Этот закон выведен для похожих тектонических условий и согласуется с экспериментальными данными, полученными по записям сильных движений сетью киргизских и казахских станций.

Вероятностные карты пиковых ускорений грунта и карты интенсивности Ариаса показывают, что самая высокая сейсмическая опасность возможна для территории Южного Тянь-Шаня, горного обрамления Ферганской долины, для Чаткальского, Угамского и Суусамырском хребтов, также для Кемино-Чиликской области. Наибольшему риску из больших городов подвергаются Кашгар и Алматы – с максимальными значениями ускорений 0,66 g и 0,47 g, соответственно с 90 %-вероятностями непревышения за время ожидания 50 лет.

При исследованиях (Ullahet., al., 2015), проведенные в рамках проекта ЕМСА (модель землетрясений Центральной Азии) при вероятностной оценке сейсмической опасности для Центральной Азии использованы модель площадного сейсмического источника и разные подходы Корнеля (Cor-Nell, 1968). Сейсмическая опасность оценивалась только с учетом мелкофокусных землетрясений (глубина < 50 км) и использовался обновленный (по сравнению с предыдущими проектами) каталог землетрясений для региона. Сейсмическая опасность рассчитывалась в терминах макросейсмической интенсивности (MC-64). Карта сейсмической опасности, рассчитанная для 10 % вероятности превышения за 50 лет, получена при помощи

компьютерной программы OpenQuake (Paganietal, 2014), которая является открытым программным средством, разработанным в рамках проекта GEM (GlobalEarthquakeModel).

Указанные исследователи считают, что наибольшая опасность, наблюдаемая в регионе, достигает интенсивности около 8 баллов в Южном Тянь-Шане для периода повторяемости равного 475 лет. Наибольшая опасность, полученная с использованием различных подходов для некоторых городов региона (Бишкек, Душанбе, Ташкент и Алматы), составляет 7,0, между 7 и 8, и 8,0 баллов макросейсмической интенсивности, для периода повторяемости равного 475 лет (рис. 4).

Ullahet., al., (2015) отмечают некоторые районы, обладающие наивысшей сейсмической опасностью. Это Алайская впадина, Ферганская впадина и районы, расположенные к северу от Иссык-Куля. Они характеризуются интенсивностью выше 8 в площадной модели. Максимальная опасность, наблюденная в регионе, составляет 9 баллов в Южном Тянь-Шане для периода повторяемости равного 475 лет.

Сравнение исследований, проведенных в рамках различных проектов, а также при оценке сейсмической опасности специалистами разных стран Центральной Азии методов показывает, что разные методы показывают явные различия между собой в терминах абсолютного уровня сейсмической опасности, хотя при этом расположение



Рис. 4. Вероятностная карта сейсмической опасности в терминах интенсивности с (*a*) 10 % вероятностью и (*b*) 2 % вероятностью превышения в течение 50 лет, полученная с использованием площадной модели источника. Зелеными линиями оконтурены выделенные площади (Ullahet., al., 2015)

районов с наивысшей опасностью совпадают. Очевидно, что различия, главным образом, связаны с разным сейсмотектоническим районированием.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Cornell C. A.* Probabilistic analysis of damage to structure under seismic loads. In. Dynamic Waves in Civil Engineering. London, 1971.
- 2. Merz H. A. and Cornell C. A. Seismic risk analysis based on a quadratic magnitude-freguency law // Seismol. Soc. AmericaBull. 1973. Vol. 63. № 6. P. 1999-2006.
- Аптикаев Ф. Ф., Нурмагамбетов А., Сыдыков А. и др. Прогноз сейсмических воздействий для целей детального сейсмического районирования (на примере г. Алма-Аты) // Колебания грунта и сейсмический эффект при землетрясениях. Вопросы инж. сейсмологии. М.: Наука, 1982. Вып. 23. С. 30-97.

КОРРЕЛЯЦИЯ РЕЧНЫХ ТЕРРАС ТЯНЬ-ШАНЯ И ДЖУНГАРСКОГО АЛАТАУ КАК ОСНОВА ДЛЯ СЕЙМОТЕКТОНИЧЕСКИХ ПОСТРОЕНИЙ

М. С. Ельдеева

ТОО «Институт сейсмологии», г. Алматы, Республика Казахстан

Изучение речных террас дает большой материал для установки интервалов времени, пределах которых по тому или иному разрыву происходят дифференциальные перемещения, а так же для оценки амплитуды и скоростей этих движении по отдельным эпохам. Для этого, как известно, анализируется разность высот разорванных геоморфологических уровней (террас, денудационных поверхностей) одного и того же возраста. В свою очередь, знание скорости движений крыльев разлома дает возможность оценить скорость накопления деформаций в том или ином районе, и соответственно, частоту повторения сильных землетрясений.

Рассмотрим последовательность формирования речных террас в горных районах Центральной Азии, изучение которой привело к разработке стратиграфии четвертичных отложений этого региона и пониманию последовательности четвертичного осадконакопления. Именно теснейшая связь отложений с рельефом – одна из существенных особенностей, которая в рассматриваемом регионе придает геоморфологическим критериям стратификации первостепенное значение.

В общей схеме геоморфологического районирования гор Средней Азии (Трофимов, 1973) выделяются весьма характерные морфоструктурные области: области устойчивого прогибания, устойчивого поднятия и области с обращенным тектоническим режимом, которые были втянуты в поднятие в ранне-среднечетвертичное время. Последние области обычно рассматриваются как самостоятельные структурные единицы (Григоренко 1970, Трофимов 1973) в то время как некоторые исследователи с определенными оговорками склонны относить их к областям устойчивого прогибания.

Во всех указанных схемах выделяются комплексы отложений, относящиеся к четырем отделам четвертичной системы с присвоением им местных географических названий. Сходство этих схем определяется подобием истории геологического развития основных морфоструктурных областей Центральной Азии, синхронностью и подобием в количественном отношении климатических ритмов. Именно эти критерии и послужили основой для объединения указанных региональных схем стратиграфии в общую схему стратиграфии четвертичных отложений Центральной Азии. Эту геолого-геоморфологическую общность и было предложено отразить в названия комплексов, поскольку в настоящее время ни один из комплексов в местных схемах стратиграфии, имеющих географическое название, не может считаться наиболее стратотипным для всей Средней Азии (Трофимов,1973, 1976). Это прирусловой комплекс (отложения террас 2, 3, 4) адырный (отложения террас и террасовидных цикловых уровней 5, 6,), верхний адырный (отложения свит, венчающих разрезы неогеновых моласс, кровля которых образует седьмой цикловой уровень 7)

Сопоставление опорных сводных разрезов, так же как и статистический анализ геолого-геоморфологических профилей, составленных в различных районах Средней Азии, показал, что в однотипных морфоструктурных зонах соотношение террасовых комплексов однотипно (Трофимов, 1973). Выдержанное количество цикловых (террасовых и террасовидных) уровней – есть правило, а наличие большого количества локальных уровней – исключение. Высоты террасы по регионам могут меняться незначительно, но в каждой морфоструктурной зоне эти колебания имеют предел. Иными словами, цикловые уровни являются геоморфологическими маркирующими горизонтами, которые можно и необходимо использовать для корреляции местных схем стратиграфии четвертичных отложений внутри региона.



Рис. 1. Общая схема формирования речных террас Тянь-Шаня и их соотношение. *Разной цвето*вой заливкой показаны террасы разных геоморфологических комплексов: 1 – терраса прируслового комплекса; 2, 3, 4 – террасы равнинного комплекса; 5, 6, 7 – террасы адырного комплекса. Отметим, что отложения поверхности 7 включаются иногда в верхнюю часть разрезов неогеновых моласс. QII, QIV – отделы четвертичной системы

Территория Джунгарского Алатау была вовлечена в процесс орогенеза в начале позднеальпийского (неотектонического) этапа, однако тектонические движения здесь были значительно менее интенсивными, чем на Тянь-Шане (рис. 1), Различия в интенсивности движений выразились, в частности, в меньшей высоте хребтов, в меньшей развитости четвертичного оледенения, меньшей вертикальной расчлененности рельефа, меньшей интенсивности землетрясений и т. д. При этом, если южная часть Джугарского Алатау в области сочленения с Джунгарской впадиной мало отличается от межгорных и внутригорных впадин Тянь-Шаня, то его северная часть, в области сочленения хребта с равнинами Казахского щита, отличается весьма значительно. Относительная высота речных террас незначительна, морфотипная выраженность цикловых террас, т. е. террас, сформированных в рамках одного и того же естественно-исторического этапа развития рельефа горной системы, в этом районе незначительна. Это мешает установлению основных этапов рельефообразования и их связи с тектоническими движениями этого региона. Для сравнения рассмотрим геоморфологическое положение долины р. Тентек (рис. 2. северный борт Джунгарского Алатау) и долины р. Усек (рис. 3. южный борт Джунгарского Алатау).

Как видно, положение террас южного борта Джунгарского Алатау весьма схоже с геоморфологическим положением речных террас Тянь-Шаня (рис. 3-5).



Рис. 2. Долина р. Тентек на выходе из предгорий (Северный борт Джунгарского Алатау)



Рис. 3. Долина р. Усек (Илийская впадина, Южный борт Джунгарского Алатау)



Рис. 4. Долина р. Аламедин (Чуйская впадина, Северный Тянь-Шань)



Рис. 5. Долина р. Кажырты (Нарынская впадина, Центральный Тянь-Шань)

Это связано в первую очередь с тем, что указанные районы находятся в схожих геотектонических условиях: это области с обращенным тектоническим режимом, которые были втянуты в поднятие в ранне-среднечетвертичное время. Такие области обычно расположены в районах сочленения крутых крыльев мегантиклиналей-хребтов с прилегающими межгорными впадинами. С противоположной стороны, со стороны пологих крыльев таких мегантиклиналей формирования переходных зон не происходит в связи с безразрывным сочленением хребта и прилегающей впадины. Соответственно, выраженность в рельефе речных террас слабее (рис. 4-5).

Однако указанные выше естественно-исторические этапы развития рельефа горной системы должны проявляться в пределах всего хребта, безотносительно тектонического положения крыльев. Соответственно, строение террас и их взаимоотношения и с южной и с северной стороны хребта должны быть одинаковы, возможно, с меньшей выраженностью с северной стороны.

Как видно из рис. 6 формирование террас равнинного комплекса (поздний плейстоцен) началось после длительного периода врезания речных долин. Основным элементом этого комплекса является третья терраса. По периферии некоторых впадин она перекрывается дельтами и конусами, коррелятными первой террасе. Однако в ряде районов отложения третьей террасы почти полностью погребены под отложениями первой, которая в таком случае должна включаться в равнинный комплекс. Третья и четвертая террасы тесно связаны в геологическом отношении, но четвертая терраса в большей степени адырна, по существу это предадырная терраса, поэтому без сопоставления опорных разрезов и цикловых террас эти отложения в одних районах могут быть отнесены к равнинному комплексу, в других – к адырному.



Рис. 6. Четвертичные террасы долины р. Ргайты в районе выхода долины в Алакольскую впадину (Джунгария). Хорошо видно, что террасы равнинного комплекса (QIII) отделены значительным врезом от террас адырного комплекса (QII). В свою очередь, террасы прируслового комплекса отделены глубоким врезом от террас равнинного комплекса (QIV)

Таким образом, приведенные выше примеры показывают, что изученные и разработанные в пределах Тянь-Шаня схемы формирования террас применимы и в пределах Джунгарского Алатау и, соответственно, могут быть полезны при оценке скорости тектонических движений, сейсмической опасности региона и др.

Исследования, проведенные Р. Бургетте с соавторами (2016) в пределах Тянь-Шаня показали, что идентификация и возраст наиболее крупной аккумулятивной террасы равнинного комплекса Q_{III-II} определяется и коррелируется в межгорных впадинах этого региона правильно. Доказано, что указанная терраса намыта во время и после пика последнего крупного оледенения Тянь-Шаня, который предшествовал последнему глобальному максимуму объема льда. Доказано также (Абдрахматов и др., 2007, Thompson et., al., 2002, Burgette et., al., 2016), что в центральном Кыргызском Тянь-Шане происходило формирование одной главной аккумулятивной террасы во время каждого крупного ледникового периода, и, что глубокое врезание, вероятно, происходит во время крупных ледниково-межледниковых переходов.

Отметим, что современные данные измерения тектонических движений с помощью GPS (Abdrakhmatov et. al., 1996, Зубович и др., 2011) показывают, что современные поднятия горных хребтов Центральной Азии не превышают 1 мм/ год.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Курдюков К. В.* Современные разломы вдоль подножия Джунгарского Алатау // Природа. 1953. № 12.
- 2. *Никонов А. А.* Активные разломы: определение и проблемы выделения // Геоэкология. 1995. № 4. С. 16-27.
- 3. *Никонов А. А.* Закономерности развития речных долин юга Средней Азии в антропогене // ДАН СССР. – 1970. – Т. 195. – № 1. – С. 166-169.
- 4. Трифонов В. Г. Позднечетвертичный тектогенез. М. : Наука, 1983. 224 с.

УДК 550.34 551.23

РАЗЛОМНЫЕ ЗОНЫ: ГЕОЛОГИЯ, ГЕОФИЗИКА, ГЕОЭКОЛОГИЯ

А. Д. Жигалин¹, А. И. Полетаев²

¹ Институт геоэкологии им. Е. М. Сергеева РАН, г. Москва, Россия; ² Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, г. Москва, Россия

За два последних столетия, с момента введения в научный обиход понятия «разрывы земной коры» [Плейфер, 1802], а также после появления в геологическом словаре определения «линеаментов» как геологической категории [Хоббс, 1904, 1911] и, наконец, после предложенной концепции «естественной кусковатости горных пород» [Садовский, 1979], исследователями был накоплен огромный объем фактического материала, свидетельствующего о том, что земная кора пронизана густой сетью линейных нарушений и деформаций разного возраста, разной протяжённости, глубины проникновения и ориентации. Это в корне изменных областей. Характерное для науки «возвратно-поступательное» движение мысли заставляет по-новому взглянуть на ставшие привычными линеаменты, полагая их в большинстве своем и значительной мере отображением на поверхности активных разломных зон, разграничивающих крупные подвижные блоки земной коры. Линеаменты, морфологически (в ландшафте) оконтуривающие платформенные области и отделяющие их от орогенов, рассматриваются в качестве индикаторов присутствия разломных зон – специфических геологических образованиий.

Разломные зоны представляют собой достаточно протяжённые и широкие ослабленные участки земной коры, через которые из недр Земли поступают к поверхности ювенильные газы и плазменное вещество. К разломным зонам, как правило, приурочены многие крупные месторождения рудных и нерудных, жидких и газообразных полезных ископаемых. До недавнего времени разломные зоны рассматривались исключительно как границы между литосферными плитами, отдельными разноразмерными блоками внутри этих литосферных плит и по сути дела не «имели своего лица». Разломы считались и считаются отображением (следствием) глубинных литосферных процессов, в той или иной мере проявляющихся на дневной поверхности. При этом следует иметь в виду, что глубинные процессы, постепенно затухая в приповерхностных слоях земной коры, пролонгируются, тем не менее, в экзогенных геологических процессах, могущих представлять геоэкологическую опасность для урбанизированных и других территорий интенсивного хозяйственного освоения. К таким негативным геологическим процессам относятся карстовые провалы, суффозионные проседания поверхности, а также слабые землетрясения, относительно невысокая энергетика которых с лихвой компенсируется эффектом неожиданности и непредсказуемости. Поэтому поиск связи тектонических нарушений в пределах платформенных областей с потенциально опасными эндогенными и экзогенными геологическими процессами становится не просто научнотеоретической, но жизненно необходимой с практической точки зрения задачей.

В комплексе современных геолого-геофизических методов, направленных на изучение структурных особенностей земной коры и характера протекания эндогенных и экзогенных геологических процессов, значительную роль играет так называемый линеаментный анализ [Полетаев, 1991]. Под линеаментами понимаются визуально прослеживаемые на космо- и аэроснимках, а также на специальных и географических картах протяжённые линии, выделяющиеся на общем геоморфологическом фоне, характеризующие особенности геологического строения местности и проявляющиеся в аномалиях геофизических полей. В общем плане линеаменты могут рассматриваться как своего рода «индикаторы инфраструктуры» земной коры, скрытой от непосредственного наблюдения разнообразными природными или техногенными процессами и/или объектами.

Становление линеаментного анализа как метода совместного изучения эндогенных и связанных с ними экзогенных геологических процессов, пришлось на конец прошлого XX века. Это связано с внедрением в геологические исследования разномасштабных космических снимков и появлением специальных компьютерных программ, «нацеленных» на поиск, выявление и статистическую обработку линеаментных систем, выделенных при дешифрировании материалов дистанционного зондирования. Метод линеаментного анализа земной коры включает визуализацию линеаментов, их корреляцию с комплексом геолого-геофизических данных и геодинамическую интерпретацию, основной конечной целью которых являются поиск и выявление скрытых, перекрытых чехлом осадочных отложений, покровом вулканических лав и др., тектонических нарушений земной коры. В частности, использование метода линеаментного анализа при изучении Восточно-Европейской платформы позволило установить приуроченность карстовых форм рельефа, очагов землетрясений к зонам развития тектонических нарушений, как в фундаменте платформы, так и в нижней, палеозойской, толще осадочного чехла, как правило, перекрытой более молодыми мезо-кайнозойскими отложениями.

С геофизических позиций линеаменты отражают разрывы сплошности геологического пространства, что сопряжено с возникновением специфических аномалий в гравитационном, магнитном, электромагнитном и др. геофизических полях. Такого рода аномалии свидетельствуют, в зависимости от их контрастности (различия уровня поля в пределах аномалии и фонового уровня) и прослеживаемости вдоль выявленной линеаментной структуры, о наличии или отсутствии глубоких «корней» разрыва. Получаемая информация позволяет отделять линеаменты, связанные, в основном, с геоморфологическими особенностями местности, от глубоко простирающихся структурных особенностей, которые можно квалифицировать как разломные зоны. С тех же самых, геофизических, позиций линеаменты, связанные с глубоко уходящими разломными зонами, можно рассматривать как проявленные в геоморфологических особенностях местности индикаторы геодинамически активных зон (ГдАЗ), сейсмогенерирующих структур (СГС) и зон возникновения очагов землетрясений (ВОЗ). Это весьма существенно, поскольку современная сейсмологическая парадигма определенно связывает сейсмическую активность с динамикой разломных зон, и имеющиеся карты эпицентров землетрясений, в основном, подтверждают справедливость такого постулата.

Окраинные или находящиеся в областях активного орогенеза разломные зоны испытывают постоянное воздействие на них (сжимающее или растягивающее) со стороны по-

движных участков земной коры, что изменяет их напряжённо-деформационное состояние. Внутриплитовые разломные зоны, которые могут рассматриваться и как геометрические границы между отдельными блоками, наоборот, находятся, как показывают наблюдения, в состоянии относительного покоя, не вызывая особенных «тревог» у специалистов-геологов. Однако в целом твёрдая земная оболочка, хоть и считается «земной твердью», таковой далеко не является. Такая метафора приемлема для внутриплитового геологического пространства, в пределах которого разломы (не квалифицируемые как разломные зоны) остаются в геологических масштабах времени малоактивными. Для пограничных областей активных блоковых систем разломные зоны оказываются в высокой степени подвижными и изменчивыми с точки зрения как географических (изменение положения в пространстве по вертикали и латерали), так и физических (геофизических) характеристик. В силу этого возникли некоторые различия в методологии изучения разломных зон с подключением более широкого геологического комплекса, в том числе линеаментного анализа и, в некоторых случаях, методов, применяемых в геоэкологии.

Традиционно, очень интересуются разломными зонами сейсмологи. При этом бытует достаточно обоснованная точка зрения, которая рассматривает все разломные зоны в качестве потенциальных сейсмогенерирующих структур. Действительно, в случае сильных или заметных сейсмопроявлений обязательно находится в пределах сейсмически активизировавшейся области какой-либо «разломный» участок, каковой и объявляется генератором наблюдаемого сейсмического события. Вдоль такого участка, обычно, располагаются эпицентры фиксируемых землетрясений и наблюдаются макросейсмические эффекты. Это вполне объяснимо в терминах сейсмологии и сейсмотектоники и в большинстве случаев справедливо. Однако не всегда. Случаются сейсмические события, которые не удается привязать к сейсмически активным зонам. Речь идет о так называемых «внутриплитовых» землетрясениях. Как правило, такие события не относятся к категории сильных или катастрофических землетрясений, но представляют интерес как феномен сам по себе.

Разломные зоны служат каналами, соединяющими недра планеты с её поверхностью. По этим каналам осуществляется, как уже упоминалось выше, выход на поверхность ювенильных газов – водорода, гелия, метана и сопутствующего им радона (так называемое дыхание земли), а также плазменного вещества. О выходе через разломные зоны плазмы из недр свидетельствует часто наблюдаемое свечение, которое может предварять землетрясение, сопровождать его или следовать за сейсмическим событием, а также, что особенно интересно, может вообще не иметь связи с сейсмопроявлением. Возможно, появление свечения в нижних слоях атмосферы не просто совпадение по времени с сейсмическим событием, а свидетельство причинно-следственной связи этих двух явлений. Во всяком случае, наблюдаемые свечения в атмосфере включены в реестр многочисленных предвестников сейсмопроявлений.

Широкое применение линеаментного анализа позволило установить, что особой геодинамической подвижностью (активностью) характеризуются «узловые структуры» – места сочленения и/или пересечения линеаментов, отражающих скрытые тектонические нарушения разного простирания. В наше время принято считать, что узловые структуры, образующиеся в результате сочленения и/или пересечения не только разноориентированных, но и разноглубинных (разноэтажных) линейных нарушений, представляют собой по латерали структуры повышенной сложности, а по вертикали – глубоко проникающие ослабленные зоны, обладающие аномальной раздробленностью, высокой степенью геодинамической подвижности и хорошей флюидопроницаемостью. Такие особенности узловых структур обуславливают образование в их пределах месторождений целого ряда полезных ископаемых. Но, с другой стороны, возможно также инициирование проявления разномагнитудной и разноглубинной сейсмичности и вулканических процессов. При этом возможна интенсификация экзогенных геологических процессов – обвалов, оползней, карста и др. Для примера, узловая структура, в пределах которой находится Кузнецкий угольный бассейн, и которая представляет собой сложное ортогональное сочленение двух тектонических зон, является «источником» большого числа аварий на этом месторождении. Так, за период с 1995 по 2005 гг. из 52 аварий на пяти угледобывающих предприятий нашей страны 42 пришлось на долю Кузнецкого бассейна [Макеев, 2010].

В последнее время много внимания уделяется феномену индуцированной (наведенной) сейсмичности. Однако изучением возможной связи линеаментных структур с техногенными землетрясениями сейчас, практически никто не занимается. В то же время есть прямые свидетельства того, что при проведении подземных горных работ, часто приходится сталкиваться с «залповыми» выбросами метана, с горно-тектоническими ударами с выделением энергии на уровне 10⁹ Дж. Многие разрабатываемые месторождения находятся недалеко от геодинамически активных зон и зон возникновения очагов землетрясений (так уж «распорядилась» природа!). Всё это говорит о том, что подобного рода связи сейсмичности с техногенезом гипотетически возможны. В силу этого линеаментный анализ и особенно приложение его к изучению узловых структур может претендовать на роль одного из эффективных методов контроля эндогенных и экзогенных геологических процессов с целью оценки их потенциальной геоэкологической опасности.

Возможно, даже больший интерес, чем у сейсмологов, разведчиков и разработчиков месторождений полезных ископаемых, разломные зоны вызывают у инженеров-геологов, проводящих изыскания под строительство особо важных объектов. В этом случае встречающиеся разломные зоны также рассматриваются, в первую очередь, как потенциальные зоны возникновения очагов землетрясений (зоны ВОЗ) с учетом их прогнозируемой силы и времени проявления. В этом случае уже просматривается дополнительный заметный геоэкологический аспект проблемы существования разломной зоны, выявленной по наличию системы линеаментов непосредственно в пределах участка будущего строительства или вблизи него. «Подключение» геоэкологии обуславливается необходимостью рассмотрения возможных краткосрочных и отдаленных последствий присутствия разломной зоны на изучаемой территории. При этом разломная зона рассматривается с двух позиций – и как потенциально сейсмогенерирующая, и как область возможного проявления экзогенных геологических процессов, которые при определенных обстоятельствах могут в перспективе оказаться существенным негативным геоэкологическим фактором при строительстве и последующей эксплуатации объекта. К числу таких экзогенных процессов можно отнести уже упоминавшиеся карстообразование, суффозионные процессы, формирование ослабленных участков, приуроченных к разломным зонам, и др. Если при освоении территории не учитывать возможность возникновения такого рода проблем, постстроительные и эксплуатационные деструктивные явления на объектах особой важности могут принести большой экономический ущерб, а при экстремальном стечении обстоятельств – и невосполнимые людские потери.

Другой интересный аспект изучения линеаментов, идентифицируемых как индикаторы наличия разломов, или разломных зон, связан с так называемой проблемой геопатогенеза. Возникшая ближе к концу прошлого XX столетия, эта проблема привлекла большое внимание не только специалистов, людей науки, но и широких слоев населения. Речь идет о феномене геопатогенеза, проявление которого связывалось и связывается по сию пору, в основном, с наличием разломных зон. В основе концепции геопатогенеза заложена идея существования некоего негативного начала – земного излучения. Природа земного (теллурического, как оно было названо) излучения не ясна до сих пор. Однако приверженцами этой идеи причиной формирования геопатогенных зон были единодушно «назначены» разломы. Появилось большое количество «научных» и методических изданий, в том числе и интересных для прочтения (а также психиатров). Некоторое рациональное зерно в «геопатогенной дискуссии» всё-таки нашлось – оппоненты вспомнили об истечении радона из земных недр, термальных сероводородных водах, озерах и месторождениях самородной ртути и др. Отрицать вредное воздействие самородной ртути и негативные последствия избыточного пристрастия к радоновым или сероводородным ваннам не приходится. Но, хотя каждая разломная зона представляют собой аномальную с геологических, тектонических и геофизических позиций структуру, такая структура не обязательно должна быть еще и патогенной. Она может быть, в том числе, и витагенной (выходы термальных и терапевтически значимых радоновых и сероводородных вод и др.). Такой видится геоэкологическая «привязка» линеаментов и узловых структур. Главное, не следует считать разломные зоны *á priori* опасными, а представлять их реальной геологической и геоэкологической сущностью, требующей глубокого и всестороннего изучения.

В настоящем на смену дифференциации науки по различным отраслям знания и направлениям пришло время «собирать камни» – объединять не только разные школы в рамках одного научного направления, но и недавно казавшиеся несовместимыми области знаний. Сейчас геология и геофизика при изучении современных процессов конвергируются с медициной, биологией и даже с социологией и историей. В этом отношении, применительно к тематике предлагаемого материала, интересно обратиться к пассионарной теории этногенеза [Гумилев, 1974], в рамках которой исторический процесс рассматривается как взаимодействие развивающихся этносов с вмещающим ландшафтом. Напрямую автор теории не связывает зарождение этносов и их движение с геологическими структурами разных типов. Не исключено, что он просто не обращался к ним, довольствуясь для своих исторических и социальных построений ландшафтными формами. Однако при внимательном рассмотрении можно заметить, что многие так называемые «толчки пассионарности» вдоль выделенных им зон пространственно совмещаются с долинами рек, игравших (играющих и ныне) значимую роль в жизни живущих в этих долинах людей. Известно, что большие реки текут вдоль разломных зон, и что под видимым их руслом находятся подземные русла-двойники и многочисленные подземные притоки. По-видимому, отнесенные к крупным речным бассейнам некоторые такие очаги пассионарности в нашем контексте вполне можно назвать зонами «витагенеза», связанными с зонами разломов, которые уверенно отмечаются на поверхности планеты линеаментными структурами.

Таким образом, опираясь на возможности линеаментного анализа, целенаправленное исследование разломных зон и узловых структур земной коры, которые, как правило, являются своего рода «генераторами» природных и техногенных катастроф, будет способствовать повышению уровня современного знания о структурных особенностях и закономерностях развития земной коры. Это, в свою очередь, несомненно, станет дополнительным стимулом для разработки наиболее адекватных прогнозных моделей развития освоенных и осваиваемых территорий, наиболее обоснованному рациональному выбору вариантов размещения объектов различного назначения и, в конечном итоге, будет способствовать более полному обеспечению геоэкологической безопасности как стратегически важных объектов, так и страны в целом.

УДК 550.348.433

О НОВЫХ СВОЙСТВАХ ПОТОКА АФТЕРШОКОВ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ИХ ЗАВИСИМОСТИ ОТ МАГНИТУДЫ ОСНОВНОГО ТОЛЧКА

А. Д. Завьялов¹, А. В. Гульельми¹, О. Д. Зотов², И. П. Лавров²

¹ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия; ² Геофизическая обсерватория «Борок» Института физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

Доклад посвящен описанию двух неизвестных ранее свойств потока землетрясений.

Первое свойство состоит в том, что сильнейший афтершок сильного землетрясения может быть индуцирован кругосветным сейсмическим эхо – поверхностной сейсмической волной, сделавшей оборот вокруг Земли и вернувшейся в эпицентральную зону главного

толчка через 200 мин (рис. 1). Обнаруженное явление повысит вероятность в определении сценария развития сейсмического процесса в эпицентральной зоне произошедшего сильного землетрясения. В ходе дальнейших исследований мы обнаружили не известную ранее зависимость этого квазипериода от магнитуды главного удара (М-эффект). Оказалось, что чем выше магнитуда, тем короче квазипериод группирования афтершоков (рис. 2). Магнитудная зависимость квазипериода отчасти объясняет обнаруженный нами ранее заметный разброс в распределении афтершоков, индуцированных кругосветными эхо-сигналами.

Второе свойство заключается в модуляции активности афтершоков сфероидальными колебаниями Земли, возбужденными главным толчком землетрясения (рис. 3).



Рис. 1. Иллюстрация эффекта кругосветного эхо главного толчка катастрофического Суматра-Андаманского землетрясения 26.12.2004 г.: распределение афтершоков на интервале 5 ч после главного толчка. Кружками отмечены главный сейсмический толчок и наиболее сильный афтершок



Рис. 2. Зависимость периода квази-группиро-вания афтершоков от магнитуды гавного толчка



Рис. 3. Спектр активности афтершоков, возбужденных главным толчком Суматра-Андаманского землетрясения 26.12.2004 г. Стрелка показывает частоту 0,309 мГц собственных сфероидальных колебаний Земли 0S2. Пик интенсивности приходится на частоту 0,290 мГц

Работа поддержана грантом РФФИ 15-05-00491.

СПЕКТРЫ ПРОМЫШЛЕННЫХ ВЗРЫВОВ НА КОСТОМУКШСКОМ ЖЕЛЕЗОРУДНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ ПО ДАННЫМ СТАНЦИЙ «КОСТОМУКША»

И. А. Зуева, А. А. Лебедев

Институт Геологии КарНЦ РАН, г. Петрозаводск, Россия

На территории АО «Карельский окатыш» действуют шесть карьеров: Центральный, Южный, Северный (Северный 2, Северный 3), Корпанга (Западный, Восточный), проектная глубина карьеров 700 м [1-2]. Они вытянуты с юга на север, их общая протяжённость на данный момент достигает 25 км. Их координаты: Южный 64°40'35" С и 30°43'05" В, Центральный 64°40'50" С и 30°39'04" В, Северный 64°44'20" С и 30°39'24" В, Корпанга 64°47'37" С и 30°41'13" В. Самым крупным является карьер Центральный.

Взрывы в карьерах производятся 1-2 раза в неделю. На месторождении выполняются короткозамедленные взрывы на 3-4 блоках одновременно, общее время составляет 1-4 с, а масса взрывчатого вещества достигает от 100 до 1000 т. Закладка взрыва представляет собой сложный процесс, проводится по утверждённым в установленном порядке проектам Костомукшского ГОКа. Он включает в себя подготовку блока, разработку схемы расположения скважин, таблицу параметров взрывных работ, распорядок проведения массового взрыва [3].

На территории Костомукшского района функционируют две сейсмические станции КОS6 и КОST. Они совместно со станциями РITK, КЕМІ, PTRZ, расположенными в Питкярантском, Кемском районах и городе Петрозаводск, осуществляют сейсмический мониторинг территории Карелии. Принадлежат станции Институту Геологии КарНЦ РАН. Координаты станции КОS6 64°35'31" С и 30°24'59" В, станции КОST 64°35'28" С и 30°35'39" В. Сейсмологическая станция КОST установлена на габбро-диоритах, а КОS6 – гранито-гнейсах. Расстояние от станции КОS6 до ближайшего карьера 15 км, от станции КОS7 – 10 км. Сейсмологическая станция КОST оснащена сейсмоприёмники СМЗ-КВ, для сбора данных установлена система Cossack Ranger II (CR-II), обеспечивающая точность синхронизации с мировым временем и высокое качество данных. Станция КОS6 укомплектована сейсмометром СМG-6TD, синхронизация данных по времени производится с помощью GPS-приёмника, данные автоматически записываются в память компьютера станции и передаются на сервер хранения в ИГ КарНЦ РАН [4].

Пространственное расположение карьеров и сейсмических станций KOST и KOS6 показаны на рис. 1, *a*.

В районе карьеров АО «Карельский окатыш» в 2015 году зарегистрировано 88 сейсмических событий магнитудой 1,5-2,5. Плотность распределения взрывов по данным сети показана на рис. 1, б. Составлен каталог (рис. 2), в котором указано время, координаты и магнитуда события.

Особенности записи взрывов зависят от многих факторов, основными из которых являются: технология производства взрывов, свойства геологической среды на пути «взрывприёмник» и особенности геологического строения в месте регистрации волнового поля [5].

На рис. 3 представлены волновые формы промышленных взрывов в карьерах «Корпанга», «Центральный», «Южный». Запись сделана станцией КОЅТ. Для чёткого выделения фаз в обработке использовались фильтры 0,7-1,4 Гц и 2-6 Гц. Амплитуда вступления продольных волн на всех записях меньше, чем поперечных.



Рис. 1. Схема расположения карьеров АО «Карельский окатыш» и сейсмостанций (*a*); зарегистрированные сейсмические события за 2015 год (б)

			Время взрыва	Широта	Долгота	
Год	Месяц	День	по Гринвичу	Десятичные градусы		Магнитүда
Year	Mon	Daγ	HR:MN:SEC	Lat	Lon	Magnitude
2015	1	13	09:59:39	64,68	30,65	2
2015	1	15	10:00:05	64,79	30,69	2,2
2015	1	20	10:00:30	64,7	30,66	2,1
2015	1	22	10:00:15	64,66	30,66	1,8
2015	1	27	10:00:37	64,739	30,67	2
2015	1	29	10:26:50	64,797	30,702	2
Year	Mon	Day	HR:MN:SEC	Lat	Lon	Magnitude
2015	2	3	10:00:14	64,679	30,65	2,2
2015	2	6	09:59:47	64,73	30,67	1,9
2015	2	10	09:58:30	64,745	30,672	1,95
2015	2	12	10:00:08	64,676	30,755	1,9
2015	2	17	10:02:05	64,66	30,699	1,9
2015	2	18	10:01:17	64,756	30,648	2,1
2015	2	20	10:59:07	64,676	30,69	2
2015	2	26	10:00:22	64,75	30,693	2,1
2015	2	27	10:01:01	64.745	30.6744	1.6

Рис. 2. Каталог зарегистрированных событий в районе карьеров АО «Карельский окатыш» за январь-февраль 2015 года



Рис. 3. 3-х компонентная запись трех взрывов на карьерах: 1 – «Корпанга», 2 – «Центральный», 3 – «Южный». Сопоставление каждой исходной записи с фильтрами 0,7-1,4 Гц и 2-6 Гц

Для более детальной обработки взрывов построены амплитудные спектры (рис. 4). Спектры записей имеют схожую сложную форму. В спектрах чётко выделяются локальные минимумы в диапазоне 1,6-5 Гц, далее в диапазоне частот 5-8 Гц запись практически не отличается от фона. Локальный максимум встречается в диапазоне 0,7-1,4 и 14-16 Гц. Записи из карьеров имеют высокочастотную составляющую, которая соответствует объёмным волнам. Наиболее высокие значения спектральных амплитуд наблюдаются на частотах выше 8 Гц.

В результате работы получены спектры взрывов, построенные по данным станции KOST со всех трёх карьеров. Спектры записей имеют схожую сложную форму. Выделен рабочий диапазон частот от 0,6 до 5 Гц. Эти особенности используются при обработке и распознавании взрывов, производимых в карьерах АО «Карельский окатыш», по записям сейсмических станций KOST и KOS6.



Рис. 4. Амплитудные спектры со станции KOST трёх промышленных взрывов на карьерах: 1 – «Центральный»; 2 – «Южный»; 3 – «Корпанга»

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Уломов В. И., Шумилина Л. С. Комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации-ОСР97. Масштаб 1:8 000 000. Объяснительная записка. М. : ИФЗ РАН, 1999. 57 с.
- Костомукшский рудный район (геология, глубинное строение и минерагения) / Отв. ред.
 В. Я. Горьковец, Н. В. Шаров. Петрозаводск : Карельский научный центр РАН, 2015. 322 с.
- 3. *Взрывы* и землетрясения на территории Европейской части России / Под ред. В. В. Адушкина, А. А. Маловичко. М. : ГЕОС, 2013. 384 с.
- 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.
- Пивоваров С. П., Семенов А. Е., Калинина Э. В. Спектральные образы наиболее сильных промышленных взрывов по данным сейсмостанции «Сторожевое» // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных : Материалы Шестой Международной сейсмологической школы. – Обнинск : ГС РАН, 2011. – С. 252-255.

ПРОЯВЛЕНИЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ СИСТЕМ В МОРФОСТРУКТУРЕ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Д. С. Зыков, А. В. Полещук

Геологический институт РАН, г. Москва, Россия

Исследование особенностей тектонического развития платформенных и иных территорий с позиций взаимодействия (суперпозиции) геодинамических систем стало в последнее время самостоятельным перспективным направлением благодаря работам В. И. Макарова, Н. В. Макаровой, В. М. Макеева, М. Л. Коппа, Ю. К. Щукина и др. [1-3]. Однако тема эта до сих пор предоставляет большое поле для разработок, являющихся актуальными для более детального понимания характера тектонических процессов, происходящих в земной коре и отражающихся в рельефе её поверхности.

В работе делается попытка осветить характер взаимодействия нескольких субсинхронно действующих геодинамических систем, активизированных в новейшее время, и их взаимных аккомодационных проявлений в основных чертах морфоструктуры фундамента Восточно-Европейской платформы (ВЕП) в районе Балтийского щита.

Под геодинамическими системами (геосистемами) понимаются совместно области генерирования тектонических напряжений, передаваемых на платформы, и области влияния этих напряжений на платформах [2].

Одним из направлений при анализе взаимодействия геосистем является вычленение и реконструирование (в нашем случае – графическое, имеющее иллюстративный характер) морфоструктурно-кинематического вклада отдельных систем из обобщенной картины морфоструктурных результатов их взаимодействия. Базируется это направление на сравнительном анализе вероятных последствий проявления известных для района геосистем с имеющимся морфоструктурным рисунком.

Подобные реконструкции носят вероятностный и субъективный характер, однако, безусловно, в какой-то мере отражают природную действительность.

Балтийский щит расположен в северо-западной части ВЕП и представляет собой область выхода на поверхность фундамента платформы, который сложен, главным образом, метаморфизованными архейскими и протерозойскими породами, нарушенными разрывами разных типов. Его длинная ось ориентирована в северо-восточном направлении. В мезозойско-кайнозойское время щит, главным образом развивался как область незначительного поднятия и преимущественной денудации, и, согласно существующим реконструкциям [4], до начала раскрытия Северной Атлантики в позднем мелу-палеогене примыкал к северовосточной части Северо-Американской платформы. В новейшее время Балтийский щит продолжал оставаться областью платформенного поднятия [5-6].

Покровное оледенение охватило Балтийский щит в четвертичное время. Последний из уходящих ледников оставил после своего отступания спектр позднечетвертичных террас, поднятых на значительную высоту. Анализ распространения их высот позволил установить, что Балтийский щит интенсивно воздымался, причем максимальные амплитуды поднятия, рассчитанные для его центральной части (р-он северо-восточной части Ботнического залива) составляют, по разным оценкам, от 300 до 800 м [6-7 и др.]. Анализ распространения террас в плане отражает картину изолиний глациоизостатического поднятия в плане [6-7 и др.]. Известно, что под воздействием ледника щит опускался, а после стаивания ледового покрова произошло его компенсационное поднятие. Наиболее вероятным механизмом, обеспечивающим такие значительные и достаточно быстрые колебания земной коры, являлось перераспределение подкорового вещества, вызванного снятием ледовой нагрузки [3].

Последствия изостатического выравнивания сравнительно быстро, в течение нескольких тысяч лет сошли на нет, и, как считают многие исследователи, в настоящее время главной причиной активности щита вновь являются собственно тектонические движения [5-7 и др.]. Учитывая современные взгляды, можно предположить, что они связаны с раскрытием Атлантики [1, 3 и др.].

Таким образом, в новейшее время район Балтийского щита подвергался воздействию двух основных геосистем: тектонической, связанной с развитием Северной Атлантики, и гляциоизостатической, связанной с ледниковой «прокачкой» щита. Воздействие этих систем было либо одновременным, либо – разновременным, с преобладанием одной из них. Можно констатировать, что современная морфоструктура щита образовалась в результате их взаимодействия, при участии факторов денудации и исходных неоднородностей субстрата.

Существуют разные подходы к созданию схем, в изолиниях отражающих амплитуды послеледникового гляциоизостатического поднятия щита. Так, Н. И. Николаев учитывал при рисовке изолиний различные осложнения, например окраинные впадины [5]. Н.-А. Мёрнер наоборот, приближал свои схемы к первичным, создаваемым еще Де-Геером (1912), и максимально сглаживал изолинии, убирая неоднородности и приближаясь этим к некой идеальной генерализованной форме [7]. В этой интерпретации поднятие имеет форму эллипса, длинная ось которого вытянута в северо-восточном направлении, при этом Ботнический залив в гляциоизостатической модели рассматривается как грабен, возникшей при растяжении поверхности верхней части щита во время его поднятия. Однако существуют и иные представления.

В работе [3] был сделан акцент на преобладание влияния на рельефообразование собственно тектонических движений. В этом случае морфоструктура является результатом не растяжения, а сжатия, идущего от Срединно-Атлантического хребта. Депрессия Ботнического залива в этом случае является прогибом, разделяющим расположенные юго-восточнее и северо-западнее поднятия, вытянутые в общем северо-восточном направлении, перпендикулярно давлению, идущему от Атлантики.

Нами предпринята попытка реконструировать характер влияния основных геосистем на морфоструктуру БЩ на основе её современной рисовки в соответствии с генерализованными изолиниями поднятия в трактовке Н.-А. Мёрнера [7]. Для этих целей проведено графическое выделение морфоструктурных особенностей, отвечающих влиянию каждой из систем (рис. 1). К подобным реконструкциям можно подойти с разных позиций, учитывая разные тонкости реконструкции процесса деформации. Однако для получения общей наглядной картины авторы воспользовались методом компьютерной площадной графической трансформации.

На рис. 1, б показан результат такой трансформации, при котором с конечной картины деформации (в генерализации – эллипс поднятия), было снято тектоническое воздействие со стороны Атлантики (в нашем понимании – деформирующее эллипс), для чего он был восстановлен до круга, т. е. до предполагаемой формы идеального гляциоизостатического поднятия. При этом боковые (юго-западная и северо-восточная) границы расширены не были и остались в пределах реальной рамы платформы. Наиболее сжатый, северо-западный край эллипса расширился по радиусу немного менее чем в 2 раза. В результате на схеме нашло свое отражение реконструируемое расширение морфоструктуры щита по оси, имеющей северозападное простирание (анализ детальных особенностей оставим пока за пределами рассмотрения).

Получившаяся картина в самых общих чертах отражает форму морфоструктуры в плане, которая получилась бы при «чистом» воздействии гляциоизостатического поднятия на рельеф (изолинии поднятия, показанные на рис. 1, *б*, приведены без значений и носят условный характер).



Рис. 1. Реконструкции вероятностных морфоструктур, которые должны возникнуть от раздельного воздействия изостатической и тектонической геодинамических систем в районе Балтийского щита. а – современная морфоструктура Балтийского щита и генерализованные контуры его послеледникового поднятия (по [Morner, 2003]), с упрощениями); предположительная реконструкция поднятия щита и его контуров в случае воздействия: б – изостатических движений; в – тектонических, связанных с раскрытием Северной Атлантики; г – реликтовая форма, оставшаяся от более крупного щита, существовавшего до начала раскрытия Северной Атлантики. 1 – области суши (Балтийский щит и прилегающие фрагменты платформ); 2 – изолинии поднятий; 3 – ориентировочная современная граница щита; 4 – оси поднятий; 5 – оси прогибов; 6 – основная система разрывов; 7 – вероятные присдвиговые грабены; 8 – сдвиги на флангах щита; 9 – направление воздействия тектонических процессов, проявленных в Северо-Атлантическом хребте; 10 – положение большой радиальной флексуры (по: [8], с изменениями)

Нами также была предпринята попытка рассмотреть морфоструктуру поднятия при потенциальном воздействии только тектонического фактора (рис. 1, *в*), а именно давления, идущего со стороны раскрывающейся Атлантики. Получившийся рисунок является результатом трансформации, при которой эллипсовидное поднятие сплющивается по короткой оси, с сохранением размеров по длинной оси (отвечающей ширине платформы). На результирующей схеме, которая согласуется с взглядами Ф. Н. Юдахина с коллегами [3], выделены поперечные сжатию выступы и прогибы кристаллического основания. Изолинии величин поднятия и опускания показаны без конкретных значений, при этом дополнительно нанесены реально существующие системы радиальных разрывов и нарушений, ограничивающие щит на флангах. У последних выделены присдвиговые депрессии, характер которых подтверждает движение ВЕП относительно своей рамы в юго-восточном направлении. Авторы не постулируют, что кристаллический субстрат в реальных условиях имел возможность деформироваться настолько интенсивно, насколько это следует из компьютерных реконструкций, а вот результирующая морфоструктура, весьма вероятно могла бы иметь форму, приближенную к реконструированной.

С учетом вышеизложенного, суперпозиционную интерпретацию получает и современная аккомодационная морфоструктура пояса окраинных поднятий и депрессий флексуры [8]. Эта морфоструктура является результатом взаимодействия двух факторов – гляциоизостатического (отвечающего за формирование изометричного свода Балтийского щита и компенсационной окраинной депрессии) и тектонического (отвечающего за направленную деформацию свода), что подтверждает представления Ф. Н. Юдахина с коллегами [3].

Можно сделать несколько замечаний относительно наблюдающейся асимметрии существующего в настоящее время поднятия. Его северо-западный край является более прямолинейным и крутым, а юго-восточный – более пологим и дуговидно выгнутым в сторону плитной части ВЕП (рис. 1, г). Можно согласиться с доводами, изложенными в [3] о том, что такая асимметрия может быть связана с большим воздействием со стороны Атлантики. Также можно добавить, что, по-видимому, на асимметричную форму эллипса поднятия влияет и исходная неоднородность. Вероятно, это след уже отмершей геодинамической системы – общего поднятия Балтийского щита и северо-восточной части Северо-Американской платформы, существовавшей до начала раскрытия Северной Атлантики.

Таким образом, для района Балтийского щита проведены графические кинематические реконструкции вероятной морфоструктуры, которая могла бы получиться в результате «чистого» воздействия действующих в районе геодинамических систем. В случае проявления только гляциоизостатического фактора форма щита имела бы более изометричную в плане форму, окруженную компенсационными впадинами, в то же время, при проявлении одного только тектонического воздействия со стороны Атлантики морфоструктура Балтийского щита, скорее всего, была бы представлена линейными поднятиями и опусканиями, параллельными фронту воздействия. Современная морфоструктура Балтийского щита является результатом взаимодействия разных геодинамических систем, проявившихся в течение неотектонического этапа. В форме щита, возможно, также прослеживается его происхождение от более крупной древней структуры земной коры.

Работа выполнена в рамках темы госсзадания № 01201459182, при поддержке гранта РФФИ № 14-0500149, программы ОНЗ № 10.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Копп М. Л.* Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. М. : Наука, 2004. 340 с.
- Макаров В. И., Макарова Н. В., Несмеянов С. А., Макеев В. М., Дорожко А. Л., Зайцев А. В., Зеленщиков Г. В., Серебрякова Л. И., Суханова Т. В. Новейшая тектоника и геодинамика: область сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты. – М. : Наука, 2006. – 206 с.
- 3. *Юдахин Ф. Н., Щукин Ю. К., Макаров В. И.* Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы // Георесурсы. – 2005. – Вып. 1. – № 16.
- 4. *Scotese C. R.* Atlas of Earth History. Paleogeography, PALEOMAP Project. Vol. 1. Arlington, Texas, 2001. 52 p.
- 5. *Николаев Н. И.* О новейшем этапе развития Фенноскандии, Кольского полуострова и Карелии // Бюлл. МОИП. Отд. Геологии. Т. XLII (1). 1967. С. 49-68.
- 6. *Никонов А. А.* Голоценовые и современные движения земной коры (геологогеоморфоло-гические и сейсмотектонические вопросы). – М. : Наука, 1977. – 240 с. – Екатеринбург : УрО РАН, 2003. – 299 с.
- 7. *Morner N.-A.* The Fennoscandian uplift and Late Cenozoic geodynamics : Geological evidence // GeoJournal. 1979. Vol. 3. P. 287-318.
- 8. Полканов А. А. Геология хогландий-иотния Балтийского щита // Труды лаборатории геологии докембрия. М-Л. : Изд-во АН СССР, 1956. Вып. 6. 122 с.

УДК 550.2, 551.24.01

КВАНТОВАЯ ТЕОРИЯ ОРБИТАЛЬНОГО МОБИЛИЗМА

Н. Ю. Иванов

г. Воронеж, Россия

Известно, что большинство геодинамических циклов имеют периоды, сравнимые с орбитальным периодом движения Солнца. По моему мнению, активизация геодинамических циклов происходит в моменты достаточно резкого изменения орбитальной скорости Солнца. Резкие скачки орбитальной скорости Солнца изменяют орбиты всех планет в Солнечной системе, в том числе и Земли. В данной работе исследование геодинамических циклов построено на основе динамики гидростатической теории гравитации [1].

Согласно гидростатической теории гравитации материя состоит из структур вещества и физического вакуума. Физический вакуум (в дальнейшем просто вакуум) представляет собой сплошную, бесструктурную и упругую среду.

Гравитационные поля представляют собой сжатия-растяжения вакуума структурами вещества. При этом изменяется плотность физического вакуума. Сжатие вакуума веществом происходит в объеме вещества, за его пределами – растяжение. Причем атомы вещества обладают своим собственным гравитационным полем, генерация которого происходит в ядре. Гравитационным полем обладают также планеты, галактики и галактические системы,

Движение физических тел в вакууме в гидростатической теории гравитации происходит согласно принципу двойственной относительности. Принцип двойственной относительности утверждает, что любое механическое движение тела есть одновременное движение как по отношению к гравитационному полю, так и по отношению к среде – вакууму. Поэтому элементарное перемещение тела Δr всегда можно представить в виде произведения двух элементарных перемещений по отношению к вакууму и гравитационному полю – $\Delta x \cdot \Delta y$. Очевидно, что данный принцип представляет основу вариационного исчисления, которое достаточно широко используется для решения физических задач. Здесь следует заметить, что существование произведения двух дифференциалов функции f(x) без объяснения причин постулировал Лагранж в своей «Аналитической механике». По современным представляет так называемая вариация (изменение) функции. Но от этого легче не стало, потому что существование вариации (изменения) функции без изменения аргумента противоречит самому понятию функции по определению.

В гидростатической теории гравитации постулируется, что при движении тела относительно вакуума, вакуум смещается, а при том же движении относительно гравитационного поля он испытывает вращение. Вращение и смещение вакуума при движении физических тел есть два вида деформации вакуума, о величинах соизмеримости которых, утверждается в известной теореме Пифагора. Но, на самом деле, теорема Пифагора неверна, скорее ее надо рассматривать как некое приближение, поскольку, в общем случае, на практике, разница величин измеренной и вычисленной по измеренным значениям длин катетов, гипотенузы в миллиметрах, превосходит величину погрешности измерений.

Также при исследовании прямоугольных треугольников оказалось, что смещение есть квантовая величина, имеющая квадратичную метрику, шаг которой составляет 0,25 мм, а из-

менение углов (то есть вращение) является дискретной, квантовой величиной, имеющей также квадратичную метрику, шаг которой равен 0,25¹. В данном случае это надо понимать не как дискретность, разрывность пространства (вакуума), а как изменение его динамических характеристик. С этой точки зрения легко решаются известные парадоксы Зенона, поскольку пространство можно делить до бесконечности, а вот движение, его динамические квантовые характеристики, делить до бесконечности нельзя.

При исследовании прямоугольных треугольников, если один из катетов разделить на равные отрезки и эти отрезки соединить с противолежащей вершиной треугольника, то, для соответствующих величин *L* – длин гипотенуз, при небольших углах поворота, справедливо соотношение

$$L_{N} - L_{N-1} = \Delta l^{2} \cdot (2n+1), \tag{1}$$

где *n* принимает значения 1, 2, 3, и т. д., $\Delta l = 0,5$ мм.

Из (1) можно получить следующие формулы

$$V_{L} = 2 \cdot \Delta l \cdot V_{\Delta} \cdot \left(2 + \frac{1}{n}\right), \ \omega_{\varphi} = 2 \cdot \Delta \varphi \cdot \omega_{\Delta} \cdot \left(2 + \frac{1}{n}\right).$$
⁽²⁾

Выражения (2) связывают квантовые скорости V_L и ω_{φ} (скачки скорости) с элементарными скоростями V_{Δ} и ω_{Δ} , которые представляют собой скорости равномерного смещения и вращения, соответствующие Δl и $\Delta \varphi$. Поэтому траектория тела всегда будет представлять собой ломаную линию, где в точках поворота скорость тела будет менять свою величину и направление. Очевидно, что принцип наименьшего действия, на самом деле, описывает квантовое движение тела по ломаной линии. Физический смысл величин Δl и $\Delta \varphi$ заключается в том, что они являются минимальными величинами смещения и вращения вакума при его взаимодействии с телом. При меньших значениях взаимодействие не существует. Очевидно, что данные величины также должны зависеть от размеров тела (размеров структуры вещества в общем случае). Отсюда следует, что все тела (структуры вещества) во вселенной имеют строгую иерархию по линейным размерам.

Каждому интервалу размеров тел соответствует свое соотношение квантовых и элементарных скоростей, в зависимости от значения n из (2). Поэтому, совокупность тел в вакууме, принадлежащих к интервалу определенного размера и характеризующихся определенным соотношением квантовых и элементарных скоростей, а также минимальными значениями величин Δl и $\Delta \phi$ смещения и вращения вакуума называется динамическим пространством. Для целочисленных соотношений квантовых и элементарных скоростей в (2) существует всего пять динамических пространств во Вселенной (в зависимости от значения n). Оказывается, что для каждого динамического пространства существует также своя верхняя граница, предельный размер, горизонт, за которым реакция вакуума на движение тела, относящегося к данному динамическому пространству, отсутствует.

Смещение тела относительно вакуума и его вращение относительно гравитационного поля складываются, потому что у тела существует единственная траектория движения. Данное утверждение есть принцип суперпозиции и на основании этого принципа запишем выражение для элементарного перемещения тела в пространстве (вакууме) в общем виде

$$\Delta \vec{r} = \left\{ \Delta \vec{R} \right\}^2 \cdot \Delta \vec{\varphi} - \left\{ \Delta \vec{\varphi} \right\}^2 \cdot \Delta \vec{R} , \qquad (3)$$

где $\{\Delta \vec{R}\}^2 \cdot \Delta \vec{\varphi}$ – это смещение вакуума при равномерном вращении, то есть при равномерном изменении угла φ . Величина смещения, в данном случае, имеет дискретную, квадратичную метрику. Второй член в (3) – $\{\Delta \vec{\varphi}\}^2 \cdot \Delta \vec{R}$ – это вращение вакуума при равномерном смеще-

нии, то есть $\Delta \vec{R}$ имеет линейную метрику. В силу того, что смещение и вращение являются антагонистическими движениями, то в (3) ставится знак минус.

Далее в гидростатической теории гравитации, из (3) выводится формула для ускорений тела, движущегося совместно с волнами вакуума, которые оно вызывает

$$\frac{d^{2}\vec{r}}{dt^{2}} = \left[\vec{\varepsilon}_{R}\cdot\vec{R}_{R}\right] - 2\cdot\omega_{R}\cdot\left[\vec{\omega}_{R}\cdot\vec{R}_{R}\right] - \varepsilon_{R}\cdot\vec{R}_{R} + \omega_{R}^{2}\cdot\vec{R}_{R} - \left(\vec{\omega}_{R}\cdot\vec{\omega}_{R}\right)\cdot\vec{R}_{R} + \left(\vec{\omega}_{R}\cdot\vec{R}_{R}\right)\cdot\vec{\omega}_{R} + \left[\vec{\varepsilon}_{\varphi}\cdot\vec{R}_{\varphi}\right] - \left[\vec{a}_{R}\cdot\vec{R}_{\varphi}\right] + 2\cdot\vec{R}_{\varphi}\cdot\left(\vec{V}_{R}\cdot\vec{\omega}_{\varphi}\right) - \left(\vec{V}_{R}\cdot\vec{V}_{R}\right)\cdot\vec{R}_{\varphi} - \left(\vec{\omega}_{\varphi}\cdot\vec{\omega}_{\varphi}\right)\cdot\vec{R}_{\varphi} + \left(\vec{V}_{R}-\vec{\omega}_{\varphi}\right)\cdot\left[\left(\vec{V}_{R}\cdot\vec{R}_{\varphi}\right) - \left(\vec{\omega}_{\varphi}\cdot\vec{R}_{\varphi}\right)\right], \quad (4)$$
rge $\vec{\varepsilon}_{R} = \frac{d\vec{\omega}_{R}}{dt}, \quad \varepsilon_{R} = \frac{d\omega_{R}}{dt}, \quad \vec{a}_{R} = \frac{d\vec{V}_{R}}{dt}, \quad \vec{\varepsilon}_{\varphi} = \frac{d\vec{\omega}_{\varphi}}{dt}.$

Действие центральной силы, вне зависимости от того, движется ли тело, или планета, заключается не только в действии (притяжении) вдоль радиуса, но и повороте в сторону действия силы линейной скорости тела. По этой причине, динамика тел и планет существенно различается. У планет поворот линейной скорости в сторону действия силы притяжения происходит за счет несимметричности гравитационного поля относительно вектора линейной скорости планеты. При движении (горизонтальном вращении) тел в гравитационном поле Земли, поворот линейной скорости в сторону действия центральной силы соответственно, не возникает. Поэтому, для того, чтобы шарик вращался на нити в горизонтальной плоскости, необходимо, чтобы угол, лежащий в плоскости вращения, между линией натяжения нити и вектором линейной скорости шарика был меньше 90°. То есть, для того, чтобы шарик вращался, необходимо создать условия для возникновения силы, которая бы увеличивала его линейную скорость. Следовательно, для вращения тел необходимо создать дополнительное ускорение $\left[\vec{\varepsilon}_{R}\cdot\vec{R}_{R}\right]$, а при обращении планет оно возникает как следствие поворота неподвижного гравитационного поля $\left[\vec{\varepsilon}_{\varphi} \cdot \vec{R}_{\varphi} \right]$, то есть неоднородности поля. Однако, ускорение тел $\left[\vec{\mathcal{E}}_R \cdot \vec{R}_R\right]$ есть смещение с последующим вращением вектора линейной скорости, в то время как ускорение планет $\left[\vec{\varepsilon}_{o} \cdot \vec{R}_{o} \right]$ есть только чистое вращение. Поэтому, при вращении тел возникает инерционная сила Кориолиса $-2 \cdot \omega_R \cdot [\vec{\omega}_R \cdot \vec{R}_R]$, которая согласно принципу двойственной относительности, будет противодействовать как вращению, так и смещению вектора линейной скорости и иметь коэффициент 2. В случае же обращения планет, вращение вектора линейной скорости приведет к увеличению центральной силы, и соответственно, возникнет противодействующая сила, центробежная сила инерции $-[\vec{a}_R \cdot \vec{R}_{\varphi}]$. В результате, поворотному ускорению планеты $\left[ec{arepsilon}_{arphi} \cdot ec{R}_{arphi}
ight]$ будет противодействовать лишь одно центробежное ускорение $-\left[\vec{a}_{R}\cdot\vec{R}_{\omega}\right]$

В классической механике, при рассмотрении сложного движения материальной точки, сила Кориолиса возникает лишь тогда, когда материальная точка движется относительно вращающейся системы отсчета. Но согласно (4) сила Кориолиса действует всегда при вращении тел. При движении тела во вращающейся относительно гравитационного поля Земли, системе отсчета, берется производная по времени от ускорения Кориолиса $-2 \cdot \omega_R \cdot \left[\vec{\omega}_R \cdot \vec{R}_R \right]$

и получаются соответствующие ускорения. Действия этих ускорений полностью подтверждают закон Бэра.

Одной из особенностей динамики планет является возникновение второй центральной силы $-(\vec{V}_R \cdot \vec{V}_R) \cdot \vec{R}_{\varphi}$. В результате, это приводит к появлению инерционной силы Кориолиса $2 \cdot \vec{R}_{\varphi} \cdot (\vec{V}_R \cdot \vec{\omega}_{\varphi})$. Данная сила инерции противодействует второй центральной силе. Коэффициент 2 означает дополнительное противодействие повороту вектора линейной скорости, которое производит вторая центральная сила. При движении планет по эллиптической орбите данная сила Кориолиса направлена во второй фокус орбиты, и она «старается» сделать орбиту планеты круговой.

Вместе с тем, поворотное ускорение планеты $\left[\vec{\varepsilon}_{\varphi}\cdot\vec{R}_{\varphi}\right]$ будет непрерывно подкручивать тело планеты в сторону ее обращения в плоскости эклиптики. Это является причиной быстрого вращения планет Солнечной системы, начиная с Земли, где действие приливных сил не так велико. Также поворотное ускорение, раскрутив тело планеты до определенной величины, создаст условия для возникновения регулярной прецессии оси вращения данной планеты. В случае возникновения прецессии, поворотное ускорение будет поддерживать прецессию, по сути, являясь ее причиной.

Также существуют принципиальные различия прецессионного движения оси вращения у тел и планет. Для тел прецессионное ускорение – $(\vec{\omega}_R \cdot \vec{R}_R) \cdot \vec{\omega}_R$ возникает при условии, что векторы $\vec{\omega}_R$ и \vec{R}_R не ортогональны. То есть, вектор угловой скорости тела не ортогонален плоскости, относительно которой была сгенерирована волна вакуума при первоначальной раскрутке тела. При этом гравитационное поле, в котором происходит прецессионное движение оси вращения у тел, можно считать однородным. Следствием этого является прямое прецессионное движение у тел, то есть, направление прецессионного вращения оси совпадает с направлением собственного вращения. Движение оси является более сложным $(\vec{V}_R - \vec{\omega}_{\phi}) \cdot [(\vec{V}_R \cdot \vec{R}_{\phi}) - (\vec{\omega}_{\phi} \cdot \vec{R}_{\phi})]$. Направление прецессионное движение оси является более сложным стик движения планеты. Из формулы прецессионного ускорения планет следует, что при резких изменениях скорости орбитального движения прецессионное движение планеты может изменить направление.

Исходя из (4) орбитальные ускорения, как для Земли, так и для Солнца – есть ускорения центральных сил $(\vec{V}_R \cdot \vec{V}_R) \cdot \vec{R}_{\varphi}, (\vec{\omega}_{\varphi} \cdot \vec{\omega}_{\varphi}) \cdot \vec{R}_{\varphi}$, ускорения центробежной силы $[\vec{e}_{\varphi} \cdot \vec{R}_{\varphi}]$. Из анализа орбитального движения Земли и Луны можно утверждать, что существуют стандартные соотношения величин периодов сил по отношению к периоду центральной силы $(\vec{\omega}_{\varphi} \cdot \vec{\omega}_{\varphi}) \cdot \vec{R}_{\varphi}$ – *T*, исключая период поворотной силы. Данное соотношение, соответственно есть – *T*, *T*/2, *T*/3 и *T*/4. Поэтому для Солнца период центральной силы $(\vec{\omega}_{\varphi} \cdot \vec{\omega}_{\varphi}) \cdot \vec{R}_{\varphi}$ – 112 · 10⁶ лет, период силы Кориолиса – 74,3 · 10⁶ лет и период центробежной силы инерции $[\vec{a}_R \cdot \vec{R}_{\varphi}]$ – 55,75 · 10⁶ лет. Период поворотной силы $[\vec{\varepsilon}_{\varphi} \cdot \vec{R}_{\varphi}]$ определим, как – 30 · 10⁶ лет.

В гидростатической теории гравитации считается, что Солнце по своей орбите движется прямолинейно, испытывая через определенные промежутки времени резкие изменения направления своего движения. Это будет происходить при повороте радиус-вектора на 1/6``, согласно (2). По времени это займет ≈ 33 года. Но, если учесть задержку на распространения взаимодействия при движении Солнца $\approx 3 \cdot 10^4$ лет, то скачок скорости произойдет через $\approx 10^6$ лет. Также необходимо учесть вращение поля Галактики, которое на сегодняшний день увеличивает период изменения скорости до $\approx 3 \cdot 10^6$ лет. В общем случае, будем считать, что период резкого изменения орбитального движения Солнца находится в интервале (1–3)·10⁶ лет.

Также надо учесть, что вращение гравитационного поля нашей галактики с периодом $280 \cdot 10^6$ лет, в ту же сторону, создаст дополнительный период для центральной силы $(\vec{\omega}_{\varphi} \cdot \vec{\omega}_{\varphi}) \cdot \vec{R}_{\varphi}$ равный $872 \cdot 10^6$ лет. При этом надо заметить, что при орбитальном движении Солнца расстояние до центра Галактики будет меняться, и соответственно будет меняться скорость вращения гравитационного поля Галактики. Скорее всего, величина данного периода будет меньше, и его можно считать $\approx 800 \cdot 10^6$ лет.

Резкие скачки скорости Солнца будут приводить к значительным изменениям орбит всех планет. В данном случае, орбита Земли будет вытягиваться, скорость движения по орбите будет меняться в больших пределах, так же как скорость прецессии и наклон оси вращения. Очевидно, что ускорение вращения и ускорение движения по орбите, приведет к значительной динамике литосферных плит.

Из увеличения эксцентриситета орбиты Земли следует увеличение ее большой полуоси. Также, исходя из законов Кеплера, можно утверждать, что при увеличении большой полуоси произойдет увеличение периода движения. Предположим, что значения периода движения для центральной силы увеличится на треть. Отсюда следует, что периоды всех действующих на тело Земли сил тоже увеличатся на треть.

Тогда интервалы геодинамических периодов будут следующими – поворот вектора скорости Солнца – $(1-3)\cdot 10^6$ лет, действие поворотной силы – $(30-45)\cdot 10^6$ лет, действие центробежной силы инерции – $(55,75-72,5)\cdot 10^6$ лет, действие силы Кориолиса – $(74,3-96,6)\cdot 10^6$ лет, действие центральной силы $(\vec{V_R}\cdot\vec{V_R})\cdot\vec{R_{\phi}} - (112-146)\cdot 10^6$ лет, действие центральной силы $(\vec{\omega_{\phi}}\cdot\vec{\omega_{\phi}})\cdot\vec{R_{\phi}} - (223-300)\cdot 10^6$ лет. Очевидно, что интервалы геодинамических периодов от действия данных сил практически перекрываются, и это создает впечатление, что геодинамические циклы происходят достаточно хаотично.

Однако период $\approx 800 \cdot 10^6$ лет действия центральной силы Солнца не зависит скачков скорости, он зависит от средней скорости вращения поля галактики, поэтому по отношению к данному периоду сформируются величины периода центральной силы $(\vec{V_R} \cdot \vec{V_R}) \cdot \vec{R_{\varphi}} = \approx 400 \cdot 10^6$ лет, периода силы Кориолиса – $\approx 270 \cdot 10^6$ лет и периода центробежной силы инерции – $\approx 200 \cdot 10^6$ лет.

Поэтому, в общем случае, можно говорить, что все геодинамические циклы соответствуют действию определенных сил. Также можно утверждать, что существуют геодинамические циклы, интервалы периодов которых определяются достаточно уверенно и геодинамические циклы, интервалы периодов которых перекрываются, что создает впечатление хаотичности. Следовательно, основная задача геодинамики состоит в том, чтобы каждому конкретному геодинамическому циклу ставилось в соответствие действие конкретной физической силы или суммы сил.

Особое место в геодинамике занимает период в $\approx 1400 \cdot 10^6$ лет. Анализ показывает, что этот период обусловлен резонансом сил, в устойчивой точке либрации орбиты Солнца. Данный резонанс увеличивает орбитальную скорость Солнца на максимально возможную величину. Соответственно изменение орбитальной скорости Земли также будет иметь максимум. При этом возможна ситуация, когда прецессионное движение оси вращения Земли на небольшом отрезке времени, в геологическом масштабе, будет менять свое направление. Это означает, что скорость прецессии в определенный момент времени станет нулевой, а вот скорость вращения Земли теоретически бесконечной. Именно тогда и происходит сборка

континентов. Действие приливных сил быстро уменьшит большую скорость вращения Земли и соответственно прецессионное движение оси увеличится. Начнется процесс разборки континентов. Описанный процесс вероятнее всего наблюдается и для периода $\approx 800 \cdot 10^6$ лет действия центральной силы Солнца.

Скорее всего, резонанс $\approx 1400 \cdot 10^6$ лет приводит также к переполюсовке оси вращения Земли относительно плоскости эклиптики. Переполюсовка происходила в истории Земли дважды, когда в процессе сборки континентов, континенты оказались в южном полушарии, а в следующем цикле опять в северном. То есть, на самом деле, сборка и разборка континентов происходит всегда в северном полушарии. Данная асимметрия объясняется определенной структурой соответствующей волны вакуума.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Ivanov N*. Hydrostatic Gravitational Theory // Proceedings of «SpaceKazan-JAPS – 2015» international conference. – 2015. – P. 179-185.

УДК 551.1/4;528.067.3(-924.73)

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И СДВИГОВЫЕ ДЕФОРМАЦИИ БЛОКОВ ЮЖНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА ПО ПАЛЕОМАГНИТНЫМ ДАННЫМ

М. И. Исаева, Т. Д. Гараева, З. А. Новрузов, А. А. Багирова

Институт Геологии и Геофизики Национальной Академии наук Азербайджана, г. Баку, Азербайджанская Республика

Альпийское горно-складчатое сооружение Большого Кавказа занимает северную часть Кавказского перешейка и простирается от Таманского до Абшеронского полуострова на расстояние 1300 км при максимальной ширине 150 км. Современные представления о тектонике региона основываются на материалах многолетных наблюдений российских, грузинских и азербайджанских геологов, результатах глубинного геологического картирования геофизическими методами, а также осуществленных палеотектонических реконструкций.

В строении Большого Кавказа ведущую роль играет Северо-Кавказская микроплита – южный борт Скифской платформы, надвинутая на юг и испытавшая альпийские деформации, интенсивность которых возрастает с севера на юг.

Как известно, Кавказ в геологическом отношении сложный район. Здесь развиты образования палеозоя, мезозоя и кайнозоя, сформировавшиеся в различных геотектонических режимах.

Палеомагнитный метод используется для решения большого круга тектонических задач: от изучения локальных деформаций, поворотов отдельных массивов, структур и блоков до проблемы горизонтальных движений литосферных плит и глобальных реконструкций. Особенно актуален этот метод для изучения вопросов, касающихся тектоники складчатых областей и истории их формирования.

Для достоверных палеомагнитных построений прежде всего необходимо установить природу естественной остаточной намагниченности исследуемых пород, доказать первичность выделенной компоненты I_n^0 и определить минералы, ответственные за I_n [1-2].

При изучении магнитных свойств и диагностики ферромагнитных минералов мы руководствовались работами А. Н. Храмова, Т. Нагаты, Д. М. Печерского, Г. П. Петровой, С. Ю. Бродской, В. Э. Павлова, В. М. Белаконя, М. И. Исаевой и др. [3-11].

Безнагревные методы магнитной минералогии включали в себя: размагничивания естественной остаточной намагниченности в переменных магнитных полях, метода магнитных чисток и метода переосаждения осадочных пород.

Термомагнитные исследования включали в себя: снятия кривых температурного размагничивания остаточной намагниченности насыщения, определение точек Кюри и результаты термонагревов.

Измерения величины и направления естественной остаточной намагниченности проводились на двухскоростном спинмагнитометре JR-6. Величина магнитной восприимчивости измерялась чешским прибором КТ-5.

Палеомагнитные исследования проводились на шести разрезах: в Междуречье Куры и Иори разрез с. Кирзан, в Аджиноурской тектонической зоне разрезы с. Боюк Дахна, рек Гейчай и Турианчай; на Абшеронском полуострове – разрезы Гарагуш и Коргез [12-14].

Таблица 1

Регион	Название разрезов	Возраст	Координаты р-на		Направления ЕОН			Поляр- ность	Палеомагнитные полюса				Палео- широта	
	•		φ	Λ	D _c	$\int J_c^0$	К	Ø.95		Φ	Λ	θ	θ2	ϕ^{0}_{m}
. 1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Аджиноурская тектоническая зона	Кирзан	Абшерон	- 41,50	45,75	230	-40	11	13	R	44	143	15	10	39
					46	31	13	15	N	42	152	17	10	
		Акчагыл			230	-45	13	10	R	45	138	19	8	37
					40	32	16	8	N	49	153	10	6	
	Боюк Дахна	Абшерон	- 41,57	47,0	236	-39	33	14	R	38	140	17	10	39 37
					47	39	18	15	Ν	44	147	20	12	
		Акчагыл			226	-38	14	10	R	45	149	12	7	
					42	42	18	10	N	49	15,5	12	8	
	Гейчай	Абшерон	- 40,75	47,75	223	-58	19	7	R	47	151	9	5	40 38 39 37.5 40
					49	-39	17	9	R	47	146	11	6	
		Акчагыл			198	-55	55	11	R	37	250	5	3	
					314	49	55	12	N	51	138	8	5	
	Турианчай	Абшерон	- 40,80	47,35	223	-58	19	7	R	47	151	9	5	
					•49	-39	17	9	R	47	146	11	6	
		Акчагыл			198	-55	55	11	R	37	250	5	3	
					314	49	55	12	N	51	138	8	5	
Абшеронский полуостров	Гарагош -	Абшерон	- 40,35	49,75	185	-42	12	4	R	83	223	7	9	
					25	56	8	10	N	/9	216	12	9	37,8
		Акчагыл			192	-38	18	12	R	81	238	8	3	
					21	49	23	3		68	230	8	4	
	Коргез	Абшерон	40,35	49,75	185	-42	12	4	R	83	223	1	9	40 38
					25	56	8	10	N	/9	216	12	9	
		Акчагыл			192	-38	18	12	K	81	238	8	3	
					21	49	23	3	I N	68	230	8	4	

Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса плиоцен-плейстоценовых отложений предгорий Большого Кавказа

Разрез с. Кирзан представлен акчагыльским (средний и верхний) и абшеронским (нижний и средний) ярусами. Палеомагнитными исследованиями в среднем абшероне установлена одна N-зона. На границе нижний абшерон – верхний акчагыл выделенная N-зона является репером, по которой проводят границу абшерон – акчагыл (Олдувей). В среднем акчагыле выделена одна R-зона, а в низах верхнего акчагыла N-зона.

Разрез Боюк Дахна находится на берегу Дахначая, около с Боюк Дахна и представлен акчагыльским (нижний, средний и верхний) ярусом и нижнеабшеронским подьярусом. Палеомагнитными исследованиями на границе абшерон – акчагыл установлена одна зона прямой полярности (N-зона), в нижнем и среднем акчагыле обнаружены по одной зоне обратной полярности.

Разрез р. Гейчай находится на берегу р. Гейчай и представлен абшеронским (нижний, средний, верхний) и акчагылским (средний и верхний) ярусом. В среднем акчагыле обнаружены одна N-зона прямой полярности. На границе абшерон – акчагыла обнаружено одна N-зона, а в среднем и верхнем абшероне выделены две зоны прямой полярности.

Разрез Турианчай находится на берегу р. Турианчай. Разрез сложен абшеронскими (нижний, средний, верхний) и акчагылскими (нижний) ярусоми. В среднем и в верхнем аб-

шероне выделены 2 зоны прямой полярности, а на границе абшерон и акчагыл обнаружено одна зона прямой полярности. В верхнем акчагыле выделена одна N-зона [15-16].

Абшеронский полуостров является одним из наиболее развитых районов с установленной промышленной нефтегазоностностью. Основным объектом исследований на Абшеронском полуострове являлись породы акчагыльского и абшеронского возрастов. Акчагыльские и абшеронские пласты, считавшиеся только «покрышкой» над нефтегазоносной толщей среднего плиоцена, сами в некоторых случаях оказывались нефтесодержашими, как например в Прикуринской низменности и на Абшеронском полуострове Азербайджана.

Разрезы Гарагош и Коргез находятся в Карадагском районе. Интерпретация палеомагнитных результатов по Карадагскому разрезу показала, что в низах акчагыльских отложений фиксируется двойной эпизод отрицательного знака, а в отрицательной зоне, несколько выше контакта акчагыла с абшероном – в обеох разрезах выделена по одной положительной зоне N.

Зарубежные исследования, выполненные по Западной Европе (Франция, массив Мон – Дор), показывают, что обратнонамагниченные породы протегеленского возраста соответствуют началу сезона Матуяма. К середине этого сезона отнесены также обратнонамагниченные тегеленские образования, где выделен горизонт прямой намагниченности (по К-Аг методу – 1,8 млн. лет), отнесенный к эпизоду Олдувей. Породы этого возраста содержат фауну, характерную для нижнего виллафранка. Конец сезона Матуяма относится к гюнцскому времени. Исследования А. Роша указывают, что в породах виллафранского возраста преобладает обратная намагниченность но, учитывая предварительные данные, допускается, что начало виллафранского возраста соответствует концу сезона Гаусса [14].

Проведена магнитостратиграфическая корреляция изученных разрезов и сопоставление их с данными сопредельных территорий (рис. 1).

Впервые на основе палеомагнитных исследований разрезов плиоценовых отложений южного склона Большого Кавказа и Абшеронского полуострова изучены кинематические параметры движения блоков, повороты и горизонтальные движения на север.

Разрез с Кирзан в акчагыльское время (1,8 мил. лет) находясь на палеошироте 37° переместился на север на 650 ± 300 км. Скорость поступательных движений составила 1,7-1,8 см/год, а поворот блока по часовой стрелке составил 17°.

Разрез с. Боюк Дахна, находясь на палеошироте 37°, переместился на север на 650 ± 300 км, скорость поступательных движений составила 1,5-1,6 см/год, а поворот блока по часовой стрелке составил 16° (рис. 2).

Разрез р. Турианчай, находясь на палеошироте 37,5°, переместился на север на 620 ± 300 км, скорость поступательных движений 1,5 см/год, а поворот блока по часовой стрелке составил 13°.

Разрез р. Гейчай, находясь на палеошироте 38°, переместился на север на 600 ± 300 км, скорость поступательных движений составила 1,3 см/год, а поворот блока по часовой стрелке составил 11°.

Разрез Гарагош (Абшеронский полуостров) в акчагыльское время, находясь на палеошироте 37,8°, переместился на север на 600 ± 300 км, скорость поступательных движений составила 1,3 см/год, а поворот блока по часовой стрелке составил 12°.

Разрез Коргез находясь на палеошироте 38°, переместился на север на 570 ± 300 км. Скорость поступательных движений составила 1,1 см/год, а поворот блока по часовой стрелке составил 10°.

Таким образом, анализ результатов палеомагнитных исследований показывают, что скорости поступательных движений блоков по направлению с юго-востока на северо-запад увеличиваются. Это связано с тем, что Большой Кавказ отличается максимально высокими значениями напряженности и геодинамической активностью.



Рис. 1. Схема межрегиональной корреляции верхеплиоцен-плейстоценовых отложений юговосточной части Большого Кавказа. I – магнитохронологическая шкала А.Кокса; II – сводная шкала верхнеплиоцен – плейстоцена Азербайджана; III – палеомагнитная шкала плиоцен – плейстоцена Понта – Каспия (Россия); IV – магнитостратиграфическая схема верхнеплиоцен – плейстоцена Туркмения; V – магнитостратиграфическая схема Западной Европы (Франция)



Рис. 2. Схема направления палеомагнитных векторов

Такая оценка установлена на основании ряда факторов – плотности (интенсивности) складчато – разрывных деформаций, наличия грязевого вулканизма, узлов глубинных разломов и скоростей горизонтального сближения Южно-Кавказской и Скифской микроплит.

Современная Кавказская складчатая область представляет собой сросшиеся вместе пограничные зоны двух мегаплит: Евразийской и Африкано-Аравийской, которые приведены в тесное соприкосновение под действием горизонтальных сжимающих тектонических сил, обусловленных инерцией этих движущихся крупных плит.

Такая интерпретация палеомагнитных данных при сопоставлении с данными соседних регионов не противоречит современным представлениям о тектоническом строении и развитии Кавказа.

По палеомагнитным данным доказано блочное строение изученного региона. Скорости горизонтальных движений отдельных блоков различны; это объясняется тем, что каждое столкновение отдельных участков земной коры приводит к значительным деформациям горных масс на их краях.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Храмов А. Н., Гончаров Г. И., Погарская Р. А., Ржевский Ю. Ж., Родионов В. И., Слауцитайс И. П. Палеомагнитология. – М., 1982. – 312 с.
- 2. Шолпо Л.Е. Использование магнетизма горных пород для решения геологических задач. Л. : Недра, 1977. 110 с.
- 3. *Нагата Т.* Магнетзм горных пород. М. : Мир, 1965. 247 с.
- 4. *Храмов А. Н., Шолпо Л. Е.* Палеомагнетизм. Принципы, методы и геологические приложения палеомагнитологии. Л. : Недра, 1967. 252 с.
- 5. Печерский Д. М. Палеомагнетизм и палеомагнитная корреляция мезозойских отложений Северо-Востока СССР // Палеомагнетизм и биостратиграфическая характеристика некоторых опорных разрезов мезозоя и кайнозоя севера Дальнего Востока. Магадан, 1970. С. 58-59.
- 6. *Петрова Г. Н.* Лабораторная оценка стабильности остаточной намагниченности горных пород. М. : АН СССР, 1961. 100 с.
- 7. Бродская С. Ю. Возможности магнитных лабораторных методов при диагностике фееромагнитных минералов в горных породах // Изв. АН СССР. Серия Наук о Земле. 1974. С. 59-74.
- 8. *Павлов В.* Э. Палеомагнетизм Сибирской платформы : автор. докт. дисс. М. : 2015. 46 с.
- 9. Белаконь В. М., Кочекура В. В., Шолпо Л. Е. Методы палеомагнитным исследований горных пород. Л. : Недра, 1973. 246 с.
- 10. Исаева М. И. Экспериментальные исследования естественной остаточной намагниченности плиоцен-плейстоценовых пород Азербайджана // Труды Института Геологии. – Баку : ЭЛМ, 1996. – № 25.
- 11. Исаева М. И. Палеомагнетизм кайнозойских образований нефтегазоносных районов Азербайджана : докт. дисс. Баку, 1990. 297 с.
- 12. Садыгова Т. Д. Палеомагнитные исследования верхнеплиоцен-плейстоценовых отложений Западного Азербайджана : автор. дисс. кан. геол-мин. наук. Баку, 1995. 18 с.
- 13. Гараева Т. Д. Магнитостратиграфия плиоцен-плейстоценовых отложений южного склона Большого Кавказа // Geophysics news in Azerbaijan. Baku, 2014. № 3-4. Р. 35-39.
- Рагимов Э. Г. Причины изменения знака магнитной полярности абшеронских и акчагыльских отложений Абшеронского полуострова : автор. дисс. геол-мин. наук. – 1984. – 21 с.
- 15. *Гараева Т. Д.* Магнитные свойства пород Абшеронского яруса разрезов южного склона Большого Кавказа, ANAS Proceedings the Sciences of Earth. – Баку, 2014. – № 1-2. – Р. 51-57.
- 16. Исаева М. И., Гараева Т. Д. Магнитостратиграфические исследования плиоценплейстоценовых отложений разрезов Аджинаура. Каталог сеймопрогностических наблюдений на территории Азербайджана в 2008 г. // Nafta-Press. – 2008. – С. 114-119.

МИНЕРАГЕНИЯ УРАНА НА УКРАИНСКОМ ЩИТЕ В ТЕСНОЙ СВЯЗИ С ГЛУБИННЫМ СТРОЕНИЕМ И ЭВОЛЮЦИЕЙ ЛИТОСФЕРЫ

А. А. Калашник^{1,2}, А. В. Кузьмин³

¹ Кировоградская летная академия Национального авиационного университета, г. Кировоград, Украина; ² КП «Кировгеология», г. Кировоград, Украина; ³ КП «Кировгеология», г. Киев, Украина

В пределах Украины выделено 17 генетических типов концентраций урана, входящих в состав трех классов: эндогенного, метаморфического и экзогенного. Однако как геологопромышленные можно рассматривать лишь некоторые из них: из эндогенного класса - гидротермально-метасоматические в высокотемпературных кремний-калиевых и среднетемпературных карбонатно-натриевых метасоматитах, гидротермальные в минерализованных зонах дробления пород фундамента, а также осадочных пород в связи с вулканогенно-интрузивными образованиями или без таковых, в зонах структурно-стратиграфического несогласия; из метаморфогенного класса – осадочно-метаморфизованный в конгломератах и песчаниках кристаллического фундамента; из экзогенного класса – инфильтрационный эпигенетический в терригенных проницаемых отложениях в связи с зонами окисления-восстановления, осадочно-диагенетический в угленосных и содержащих обугленную органику толщах, сорбционно-биогенный в морских глинах с костными остатками рыб. Основу минеральносырьевой базы урана Украины в настоящее время составляют месторождения гидротермально-метасоматического типа в среднетемпературных карбонатно-натриевых метасоматитах и в значительно меньшей мере инфильтрационные месторождения в терригенных проницаемых отложениях в связи с зонами окисления-восстановления.

Формирование специализированных на уран металлогенических провинций и урановорудных районов, вмещающих крупные местрождения, происходило на планете синхронно и лишь на нескольких ярко выраженных этапах. Заметные скопления радиоактивных элементов в фундаменте Украинского щита (УЩ) в виде мелких проявлений торий-урановой и урановой акцессорной минерализации появились в период 2900-2700 млн. лет. Они известны в Ингульском мегаблоке (рис. 1) (участки Виноградный Яр, Балка Корабельная), в районе Звенигородки (Стецовский, Тарасовский участки), на Казанковском поднятии в районе Михайловского месторождения урана. Акцессорная радиоактивная минерализация (ортит, монацит, торит, циркон) с изотопным возрастом 2700-2600 млн. лет установлена в Среднеприднепровском мегаблоке при изучении Токовского, а затем Щербаковского гранитных массивов, относимых к наиболее древним в пределах УЩ мокромосковскому и токовскому комплексам существенно калиевых гранитов.

Концентрации урана в неоархейских микроклиновых гранитоидах послужили их источником при формировании оруденения в базальных конгломератах и песчаниках скелеватской свиты в Криворожско-Кременчугском прогибе, образовавшемся вдоль одноименного разлома Урановое оруденение этой толщи имеет возраст 2600-2400 млн. лет и относится к древнейшему из известных промышленно-генетическому типу, основные промышленные объекты которого расположены в пределах Канадского и Южно-Африканского щитов (Витватерсранд). В пределах УЩ оруденение этого типа значительных масштабов не имеет в связи с низкими концентрациями урана и по причине ограниченного развития пород скелеватской свиты и ее аналогов в других районах.

Рост концентраций урана в породах фундамента в 3-5 раз относительно метаморфических толщ и гранитоидов палингенно-анатектического ряда связан с палингенно-метасоматическим гранитообразованием, широко проявленным в пределах УЩ вследствие регионального кремний-калиевого метасоматоза в эпоху 2200-2000 млн. лет, что подчеркивает определяющую роль калиевой фазы палеопротерозойской гранитизации в обогащении пород района ураном и торием. В этот период формировались гранитоиды двух формационных рядов: нормальных прогрессивных гранитов (кировоградский, житомирский, коростышевский, уманский, приазовский, анадольский) и интрузивных чарнокитов и гранитов (новоукраинский, хлебодаровский, осницкий, букинский комплексы) (рис. 1).

Дальнейшее перераспределение уже накопленных в ходе гранитизации масс радиоактивных элементов и привнос урана и в меньшей мере тория связаны с постгранитизирующими растворами, обусловившими образование оруденения, относимого к редкоземельно-торийурановой формации в высокотемпературных кремний калиевых метасоматитах. Это оруденение контролируется зонами долгоживущих региональных разломов меридианального (Первомайский) и северо-западного простираний. Минерализация носит черты структурного и литологического контроля, сопровождается околорудными метасоматитами и во времени оторвана от формирования основной массы акцессорной минерализации (1900-2000 млн. лет). На ряде участков минерализация достигает промышленных содержаний (Лозоватское, Калиновское, Южное месторождения урана, Алексеевско-Лысогорский урановорудный район) (рис. 1). С эпохой 2100-2000 млн. лет связано также образование локально проявленных черниговского, городницкого, проскуровского комплексов, относимых к ультраосновной щелочной карбонатитовой формации. В наиболее изученном черниговском комплексе установлена радиоактивная минерализация в карбонатитах и щелочных породах в форме пирохлора, гатчетоллита, ферсмита в ассоциации с цирконом, апатитом, монацитом, пиритом, молибдентом, магнетитом иногда с примесью уранинита, настурана и ненадкевита, отнесенная к уран-торийредкометальной формации в карбонатитах. Подкоровое происхождение как щелочной ультраосновной карбонатитовой так и оруденения в ней является общепризнанным.

Следующий этап привноса урана в верхнюю часть земной коры УЩ состоялся в эпоху 1850-1550 млн. лет. С ним связано в частности формирование ураноносных среднетемпературных карбонатно-натриевых метасоматитов в пределах Ингульского мегаблока и ограничивающих его разломов, определяющих в настоящее время минерально-сырьевую базу урана Украины.

К пятому этапу уранового рудообразования относится граница рифея и палеозоя. В это время появился ряд крупных эндогенных месторождений в Южной Африке и Бразилии. На территории УЩ урановая минерализация с изотопным возрастом 600 млн. лет встречена на ряде гидротермальных жильных рудопроявлений. К эпохе 600-500 млн. лет относится оруденение Ковшиловского рудопроявления в пределах Вильчанской впадины, залегающее среди кварцевых порфиров.

К шестому этапу относится граница палеозоя и мезозоя, сопровождавшаяся мощным проявлением магматизма. В это время появились различные по составу руд гидротермальные урановые месторождения, связанные с гранитоидными интрузиями (Чешский, Французский, Армориканский срединные массивы). На Украине оруденение этой эпохи проявлено слабо в виде жильных образований и зон цементации на объектах с более древней первичной минерализацией.

Седьмой этап приурочен к границе юры и мела. Ведущее место занимают гидротермальные урановые месторождения, связанные с комплексами субщелочных пород (Алданский щит), кислых вулканитов (Приаргуньский район) или без видимой связи с магматическими образованиями (Румыния). Эндогенное урановое оруденение этого этапа установлено на юго-западном склоне УЩ. Оно представлено гидротермальными жилами, в составе которых важную роль играют твердые битумы. С завершающей стадией этого этапа связано осадочно-диагенетическое накопление урана в нижнемеловых осадках южного склона УЩ.

В Ингульском мегаблоке УЩ сосредоточены все установленные на сегодняшний день эндогенные промышленные месторождения урана, преимущественно крупные по запасам (рис. 1). С самым поздним этапом уранового рудообразования, охватывающим третичный и четвертичный периоды, связано формирование обширной группы месторождений песчаникового типа.



Рис. 1. Схема размещения месторождений и рудопроявлений урана, потенциально ториеворудных районов, проявлений кимберлитового и лампроитового магматизма на территории Украинского щита. 1 – мегаблоки УЩ: I – Волынский, II – Днестровско-Бугский, III – Росинско-Тикичский, IV – Ингульский, V – Среднеприднепровский, VI – Приазовский; 2 – протоплатформенный массив мезоархейского заложения; 3 – протоплатформенные массивы палеопротерозойского заложения: А – Волынский, Б – Подольский, В – Кировоградский, Г – Приазовский; 4 – шовные зоны: I – Голованевская, II – Западно-Ингулецкая, III – Орехово-Павлоградская; 5 – мезопротерозойская фаза развития мантийных диапиров: А-2 – Коростенский вулкано-плутонический комплекс, Б-2 - Гайсинская криптоинтрузия, В-2 – Корсунь-Новомиргородский плутон, Г-2 – Восточно-Приазовский плутон; 6 – осевые линии глубинных разломов I порядка; 7 – осевые линии разломов II порядка; 8 – осевые линии минерагенических разломных зон с региональным контролем уранового оруденения различного генезиса: 1 – Субботско-Мошоринская, 2 – Криворожско-Кременчугская, 3 – Южнодонбасская, 4 – Полесская (Припятская), 5 – Западно-Ингулеикая; 6 – Девладовская; 7 – Братская; 8 – Софиевско-Криничеватская; 9 – граница Украинского щита; 10 – границы мегаблоков; 11 - потенциально ториеворудные районы, зоны и узлы; 12-17 – эндогенные урановорудные объекты различных генетических типов: 12 – месторождения гидротермально-метасоматического карбонатно-натриевых типа среднетемпературных метасоматитах, в 13 – осадочно-метаморфогенные в конгломератах и песчаниках кристаллического фундамента: а – месторождения, б – рудопроявления; 14 – гидротермально-метасоматические в калиевых метасоматитах и пегматоидных гранитах: а – месторождения, б – рудопроявления; 15 – Николаевское месторождение гидротермального типа в минерализованных зонах; 16 – рудопроявления: а – типа «несогласия», б – гидротермального типа в минерализованных зонах дробления пород кристаллического фундамента; 17 – рудопроявления: а – гидротермальные уранбитумные в зонах дробления пород кристаллического фундамента и складчатых областей, б – магматические в интрузивных массивах щелочных сиенитов, лейкократовых гранитов и карбонатитов; 18 – инфильтрационные месторождения («песчаникового» типа), 19 – кимберлитовые трубки, 20 – эксплозивные лампроитопроявления (трубки); 21 – участки с находками обломков кимберлитовых пород; 22 – кимберлитопроявления дайковой фации; 23 – лампроитопроявления в виде жил и даек; 24 – алмазоперспективные эксплозивные структуры; 25 – находки коренных алмазов, 26 – линия профиля I-I'

На УЩ с этим этапом связано образование уранового оруденения в зонах грунтовопластового окисления угленосной формации палеогена осадочного чехла УЩ.

Исходя из [1], мощность литосферы на архейском этапе ее эволюции составляла ~ 70 % от полной мощности, с конца палеопротерозоя состав и мощность литосферы в пределах докембрийских щитов не испытывали существенных изменений. Интенсивность флюидной дегазации от архея постепенно уменьшалась. Изменялся и ее характер: в архее она была площадной, в протерозое – ареально-линейной [2]. Такая специфика эволюционных преобразований, которая завершилась 1,8-1,7 млрд. лет назад, обусловила разделение коры на блоки [2]. В дальнейшем, подвижки и деформации возникали на границах дискретных изменений физических свойств межблоковых сред, флюидная дегазация в фанерозое стала дискретно-линейной [2]. Анализ связи размещения выявленных промышленных месторождений урана с особенностями глубинного строения УЩ, радиогеохимической специализации пород позволил нам выявить ряд глубинных факторов формирования промышленного уранового оруденения на УШ. Нами установлено, что высокая степень зрелости литосферы, ее мощность не менее 160 км являются главными факторами создания петрологических условий для масштабного инициального концентрирования урана в мантии в определенных термобарических условиях. Верхнекоровыми индикаторами масштабного энергомассопереноса вследствие интенсивного привноса флюидов из астеносферы являются: 1) гранито-гнейсовый слой высокой (более 15 км) или повышенной (10-15 км) мощности; 2) аномально выраженная радиогеохимическая калиевая специализация пород верхней части земной коры. Наличие разломов транслитосферного проникновения, способных достигать гипсометрического уровня астеносферных областей масштабной генерации мантийных ураноносных флюидов является определяющим фактором для реализации процесса формирования промышленных месторождений урана из мантийных рудогенных компонентов на верхних структурных этажах. Для объективного анализа уранорудопродуктивности литосферных сегментов УШ нами использованы данные мощности литосферы по ГСЗ, откорректированной по результатам петрологических исследований глубинных ксенолитов и минераловспутников алмаза районов проявления мантийных пород (рис. 2).

Изучение особенностей формирования одиночных небольших по запасам месторождений урана на УЩ показало, что одиночные непромышленные месторождения, многочисленные мелкие объекты оруденения – рудопроявления, проявления урана могут образовываться в различных геодинамических условиях при образовании мелких обособлений специализированного ураноносного флюида в широком диапазоне РТ-условий, однако формирование крупных промышленных объектов возможно лишь при масштабной концентрации урана в мантийных флюидах в астеносферных ловушках с определенными РТ-параметрами при низком положении геоизотерм, и, соответственно, достаточно мощной литосфере и в тесной связи с глубинными разломами, способными быть транспортными каналами специализированного мантийного рудоносного флюида с глубин его масштабной генерации. Мантийная природа источников вещества в растворах, формировавших урановорудные натриевые метасоматиты ряда крупных месторождений Кировоградского урановорудного района, была подтверждена результатами современных изотопно-геохимических исследований [5].

Стратиграфический, метаморфический, и такой ранее отмечавшийся геохимический фактор, как повышенные фоновые концентрации урана во вмещающих породах не играют важной роли для формирования промышленного уранового оруденения. Рудные поля, отдельные промышленные месторождения урана эндогенного класса на УЩ располагаются в различной радиогеохимической обстановке, среди разнообразных вмещающих структурноформационных комплексов, вне зависимости от их возраста, происхождения, фациального и петрохимического состава, степени метаморфизма и времени консолидации. В процессе проведения исследований была выявлена закономерная пространственная связь проявлений ультраосновного щелочного магматизма (кимберлиты, кимберлитоподобные породы, лампроиты, слюдяные пикриты и пр.) и месторождений урана в Кировоградском и Криворожском урановорудных районах (рис. 1).



Рис. 2. Разрез литосферы в пределах Украинского щита по профилю I-I (с использованием [1,3]). 1 – граница Мохо; 2 – граница стабильности графит-алмаз; 3 – граница литосфера-астеносфера; 4 – астеносфера; 5 – железистые ультрабазиты (железистые дуниты, ильменит-флогопитгранат-оливиновые породы; 6 – амфиболовые и пироксеновые глиммериты, ипинель-гранатовые, гранатовые лерцолиты; 7 – хромипинелевые гарибургит-лерцолитовая и дунит-перидотитовая серии с реликтами деформированных структур, гранатовые лерцолиты с реликтами деформированных структур; зоны дислокаций с различной степенью проницаемости: 8 – низкой; 9 – средней; 10 – высокой; 11 – уровень формирования очаговых потоков ураноносных трансмагматических флюидов; 12 – проекция положения литосферных линеаментов (по [1]); 13 – месторождения урана в альбититах; 14 – месторождения урана калий-урановой формации; 15 – локальные астеносферные ловушки на границе литосфера-астеносфера; 16 – термобароградиентный фронт глобальной астеносферной ловушки, сформированный вследствие импульсной дегазации ядра и мантии; 17 – астеносферные флюидопотоки

На основе результатов проведенного нами исследования связи размещения выявленных промышленных месторождений урана с особенностями глубинного строения УЩ с привлечением современных петрологических, радиогеохимических данных, выявленных новых глубинных факторов формирования промышленного эндогенного уранового оруденения, были обоснованы принципиально новые региональные прогнозно-оценочные критерии формирования крупных промышленных эндогенных месторождений урана урановорудной провинции Украинского щита [5]. Выделенный ранее комплекс локальных поисковых критериев и признаков промышленного уранового оруденения альбититового типа, был уточнен и дополнен новыми обоснованными критериями. Максимальному проявлению обоснованного нами комплекса прогнозно-оценочных критериев промышленного уранового оруденения на УЩ и условиям формирования крупных месторождений урана соответствует только территория Кировоградской урановорудной металлогенической области, территориально совмещенная с Ингульским мегаблоком (рис. 1-2) и это подтверждается многолетними, интенсивными, но безрезультатными поисками аналогов ее рудных районов в других частях УЩ.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Соллогуб В. Б. Литосфера Украины. К. : Наук. думка. 1986. 184 с.
- 2. Летников Ф. А. Зрелость литосферных блоков и проблемы эндогенного рудообразования// Глубинные условия эндогенного рудообразования. М. : Наука. 1986. С. 16-24.

- 3. *Федоришин Ю. І., Фесенко О. В., Денега О. Б.* Просторова модель глибинної будови літосфери Українського щита у зв'язку з перспективами промислової алмазоносності // Мін. ресурси України. 2006. № 3. С. 8-12.
- 4. Степанюк Л. М., Бондаренко С. М. Сьомка В. О. Джерело натрію та урану ураноносних альбітитів на прикладі Докучаєвського родовища Інгульського мегаблоку УЩ// Теоретичні питання і практика дослідження метасоматичних порід і руд: Тез. доп. наук. конф. 14-16 березня 2012 р. – Київ, 2012. – С 78-80.
- 5. *Калашник А. А.* Прогнозирование крупных эндогенных месторождений урана с учетом особенностей строения литосферы Украинского щита// Вестник ВГУ. Серия Геология. 2014. № 2. С.5-12.

УДК 550.343.4

ФРАКТАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ЭПИЦЕНТРАЛЬНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЗЕМЛЕТРЯ-СЕНИЙ АБШЕРОН-ПРИБАЛХАНСКОЙ ЗОНЫ КАСПИЙСКОГО МОРЯ

Н. Р. Карагёзова, А. Г. Кадыров

Институт Геологии и Геофизики Национальной академии наук Азербайджана, г. Баку, Азербайджанская Республика

Введение. Значение фрактальных методов в исследовании сейсмо-энергетического процесса, а также тектонических нарушений, на сегодняшний день подтверждено внушительным количеством научных работ, посвященных изучению фрактальных характеристик регионов с различными сейсмическими режимами и тектоническим строением [1-4]. Фрактальный анализ, являющийся активно развивающейся последние 30 лет область заключается, главным образом, в определении количественных характеристик самоподобия изучаемого процесса или явления, в частности, в определении фрактальных размерностей [1, 5]. Исследуются фрактальные свойства распределения сейсмичности не только в пространстве, но также и во времени. Временные вариации фрактальных показателей могут применяться при сейсмическом прогнозировании, выступая в роли возможных предвестников сильных сейсмических событий.

Сейсмичность Абшерон-Прибалханской зоны (или Абшерон-Прибалханского порога) впервые исследуется фрактальными методами. Данная зона исследований была выбрана нами не случайно. Абшерон-Прибалханская зона поднятий отделяет глубинный Южно-Каспийский Бассейн от более мелкой северной части Каспия и демонстрирует сравнительно высокую сейсмическую активность по отношению к другим областям Каспийского моря [6-8]. В пределах вышеуказанной сейсмической зоны были зафиксированы сейсмические события с относительно широким диапазоном магнитуд. Диапазон магнитуд составляет примерно от 2 до 7.

Важной особенностью Абшерон-Прибалханской зоны поднятий является также то, что здесь расположены основные углеводородные ресурсы Южно-Каспийской Впадины. Отметим, что исследуемая сейсмическаязона представляет сейсмическую опасность для Абшеронского полуострова и существующей здесь нефтяной инфраструктуры [9-10].

В настоящей работе исследуются количественные характеристики самоподобия сейсмического процесса, как в пределах всей Абшерон-Прибалханской зоны Каспийского моря, так и для четырех отдельных сейсмических участков Абшерон-Прибалханской зоны.

Базой для фрактального анализа данного региона послужил сводный каталог землетрясений, при составлении которого нами использовались новейшие данные различных международных сейсмологических центров, в частности каталог Республиканского Центра Сейсмологической Службы Национальной Академии Наук Азербайджана [11], каталог Геофизического Центра Российской Академии Наук под редакцией А. А. Годзиковской, а также данные Европейского Средиземноморского сейсмологического центра [12].

Из составленного сводного каталога отбирались эпицентры землетрясений Абшерон-Прибалханской зоны, находящиеся в прямоугольнике с координатами: 39,0-41,0° широты, 49,5-54,0° долготы. Из выбранных сейсмических событий был сформирован каталог землетрясений для Абшерон-Прибалханской зоны, которую относят к зонам субдукции. Магнитуды землетрясений в выбранной области находятся в пределах от M = 2,5 до M = 7,0. На рис. 1 представлена карта пространственного распределения эпицентров землетрясений всей Абшерон-Прибалханской зоны за период 1963-2015 гг. Указанный отрезок времени был выбран, так как данные о землетрясениях Абшерон-Прибалханского порога за более ранний временной период отличаются существенной неполнотой и недостаточной точностью.

Фрактальность эпицентрального распределения землетрясений Абшерон-Прибалханской зоны. Для определения фрактальной характеристики, или фрактальной размерности (D_e), распределения эпицентров землетрясений исследуемой зоны, был использован метод подсчёта клеток [1-2, 4, 13-14]. Согласно клеточному методу, исследуемое множество эпицентров землетрясений покрывалось сетью клеток со стороной размером *r*. Далее строилась зависимость количества непустых клеток *N* от размера стороны клетки *r*, которая характеризуется следующим логарифмическим соотношением:

$$\lg N(r) = -D_e \cdot \lg(r) + c,$$

где N – количество землетрясений в выборке с магнитудой $\geq M$, происшедших в регионе исследования за определенный временной интервал; c – эмпирический коэффициент; r – размер стороны клетки разбиения. Коэффициент D_e – фрактальная размерность изучаемого множества, в нашем исследовании – значение фрактальной размерности эпицентрального распределения.

Эпицентральное распределение землетрясений Абшерон-Прибалханской зоны представлено на карте (рис. 1).

В результате, на основе приведённой карты эпицентров, была построена логарифмическая ависимость количества непустых клеток N (то есть клеток, содержащих хотя бы один эпицентр) от размера клеток разбиения изучаемой территории r (рис. 2).



Рис. 1. Пространственное распределение эпицентров землетрясений Абшерон-Прибалханской зоны (1963-2015 гг.)

Отметим, что ранее нами также исследовалась повторяемость землетрясений Абшерон-Прибалханской зоны [15]. В результате было получено равенство Гутенберга-Рихтера для землетрясений Абшерон-Прибалханской зоны $\lg N = 4,79-0,67 M$, и на основе данного равенства был определён параметр *b*, который принимает значение 0,67. Используя соотношение параметра *b* и среднего значения эмпирического коэффициента β , была определена фрактальная размерность распределения землетрясений по энергиям для сейсмических событий Абшерон-Прибалханской зоны. Данный фрактальный показатель составляет $D_e = 0,67/1,5 = 0,45$ [15].

Мы видим, что данная зависимость для землетрясений Абшерон-Прибалханской зоны имеет вид:

$$lg(N) = -1,10 \cdot lg(r) + 0,92.$$



Рис. 2. Определениефрактальной размерности распределения эпицентров землетрясений Абшерон-Прибалханской зоны

Фрактальная размерность распределения эпицентров землетрясений соответственно принимает значение $D_e = 1,10$. Выявлено, что близкое к максимальному значение фрактальной размерности $D_e = 2$ свидетельствует о полностью однородном характере распределения эпицентров землетрясений [1].

Сейсмическое районирование Абшерон-Прибалханской зоны с использованием фракталов. Для более детального исследования, было проведено сейсмической районирование Абшерон-Прибалханской зоны. Так, на основе визуализации распределения эпицентров Абшерон-Прибалханского региона Каспийского моря были выделены четыре отдельные сейсмогенные зоны (рис. 3).



Рис. 3. Пространственное распределение эпицентров землетрясений четырех участков Абшерон-Прибалханской зоны (1963-2015 гг.)

Границы зон по сейсмическим данным проводились по тем местам, где наблюдалось уменьшение плотности распределения эпицентров. На рис. 3 эти зоны выделены прямоугольниками. Как мы видим, зоны с более высокой плотностью распределения эпицентров землетрясений (I и III) чередуются с зонами с относительно низкой плотностью аналогичного распределения (II и IV). Так, третья выделенная зона отличается более высокой плотностью эпицентрального покрытия.

На основе методики, успешно применённой к сейсмическим данным для всей Абшерон-Прибалханской зоны, были также рассчитаны фрактальные размерности эпицентрального распределения землетрясений для выделенных в её пределах четырех сейсмических участков. Графические результаты проведенного фрактального исследования представлены на рис. 4.

На представленных графиках для каждой из четырёх зон приводятся логарифмические соотношения, которые позволяют нам определить значения фрактальных показателей эпицентрального распределения (D_e). Также, приводятся соответствующие стандартные ошибки определения, или коэффициенты детерминации (R^2), которые демонстрируют достаточно надёжные значения.

Для выделенных участков были получены следующие значения фрактальных размерностей распределения эпицентров землетрясений (D_e): для І-ой зоны $D_e = 0,79$, для ІІ-ой – $D_e = 0,70$, для ІІ-ей – $D_e = 0,92$ и для IV-ой выделенной зоны – $D_e = 0,82$ (рис. 4).

Следует отметить, что для надёжности и облегчения расчётов всех, полученных фрактальных размерностей эпицентрального распределения, была составлена специальная компьютерная программа.



Рис. 4. Определение фрактальных размерностей распределения эпицентров землетрясений для четырех участков Абшерон-Прибалханской зоны

Заключение. Впервые был проведён фрактальный анализ Абшерон-Прибалханской зоны Каспийского моря. В первую очередь проведённое исследование позволило установить, что распределение эпицентров землетрясений Абшерон-Прибалханской зоны демонстрирует свойства самоподобия, которые находят своё количественное выражение в дробных значениях фрактальных размерностей. Визуализация, а также применение фрактального подхода к выборке землетрясений Абшерон-Прибалханской зоны позволили очертить в пределах данной сейсмоактивной зоны четыре активных участка, для которых характерны несколько отличные паттерны сейсмичности. Выделенные участки Абшерон-Прибалханской зоны характеризуются различной степенью однородности эпицентрального распределения землетрясений. Будет не лишним отметить, что дальнейшее исследование сейсмичности данной сейсмозоны Каспийского моря фрактальными методами, представляется перспективным.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Turcotte D. L.* Fractals and Chaos in Geology and Geophysics. Second edition. Cambridge : Cambridge University Press, 1997. 398 p.
- 2. Захаров В. С. Характеристики самоподобия сейсмичности и сетей активных разломов Евразии // ГЕОразрез : Электронное научное издание. – 2008. – № 1. – 20 с. http:// www.georazrez.ru/articles/2008/1_1/zakharovkha_rakteristiki_samopodopiya_seysmichnosti. pdf
- 3. *Nanjo K., Nagahama H.* Fractal properties of spatial distributions of aftershocks and active faults // Chaos, Solitons and Fractals. 2004. Vol. 19. P. 387-397.
- 4. Мандельброт Б. Фрактальная геометрия природы. 2002. 666 с.
- 5. Крылов С. С., Бобров Н. Ю. Фракталы в геофизике. СПб. : СПбГУ, 2004. С. 135.
- 6. Гаджиев Р. М. Глубинное геологическое строение Азербайджана. Баку : Азербайджанское гос. изд., 1965. – 200 с.
- 7. *Агамирзоев Р. А.* Сейсмотектоника азербайджанской части Большого Кавказа. Баку : Элм, 1987. 124 с.
- Международная Тектоническая карта Каспийского моря и его обрамления. М-б 1:2 500 000: Объяснительная записка / Под ред. Хаин, В. Е., Богданов, Н. А. – Москва : Научный мир, 2003. – С. 120.
- 9. Jackson J., Priestley K., Allen M, Berberian M. Active Tectonics of the South Caspian Basin, Geophys. Int. J. Vol. 148. 2002. P. 214-245.
- 10. *Kadirov F. A., Floyd M., Ali-Zadeh A. A. et al.* Kinematics of the eastern Caucasus near Baku, Azerbaijan. Natural Hazards, September 2012, Issue 2. – 2012. – Vol. 63. – P. 997-1006.
- 11. Каталог землетрясений Республиканского Центра Сейсмологической Службы Национальной Академии Наук Азербайджана, http://www.seismology.az/ru
- 12. Каталог землетрясений Европейско-Средиземноморскогосейсмологического центра http://www.emsc-csem.org/#2
- 13. Кадиров Ф. А., Карагёзова Н. Р., Кадыров А. Г. Фрактальные характеристики сейсмичности территории Азербайджана // Изв. НАН Азербайджана. Науки о Земли. – 2011. – № 1. – С. 57-64.
- Angulo-Brown F., Ramírez-Guzmán A. H., Yépez E., Rudolf-Navarro A. and Pavía-Miller C. G. Fractal geometry and seismicity in the Mexican subduction zone. GeofisicaInternacional, Issue 1. – 1998. – Vol. 37. – P. 29-33.
- 15. *Карагёзова Н. Р.* Фрактальные свойства сейсмичности Абшерон-Прибалханской зоны Каспийского моря // Изв. НАН Азербайджана. Науки о Земли. 2015. № 1-2. С. 29-32.

ВЫСОКОЧАСТОТНЫЕ МИКРОСЕЙСМЫ КАК ОПРЕДЕЛИТЕЛЬ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ МЕСТНОСТИ

С. С. Карапетян, Г. А. Мкртчян, Н. В. Овсепян, Э. А. Хачатрян

Институт геофизики и инженерной сейсмологии им. акад. А. Назарова Национальной академии наук Республики Армении, г. Гюмри, Республика Армения

В работе сделана попытка провести сравнительный анализ между весовыми категориями преобладающих периодов спектра Фурье, полученных по записям микросейсм, с соответствующими их грунтовыми разновидностями данной местности.

Постановка задачи: по спектрам записей микросейсм в первом приближении оценить инженерно-геологические условия исследуемой территории.

Основой сейсмического микрорайонирования (СМР) изучаемой территории являются инженерно-геологические данные (инженерно-геологическое районирование на основе физико-механических и сейсмических свойств грунтовых условий слагающих данную территорию). Инженерно-геологические материалы получаются в основном буровым способом. Это довольно трудоемкая работа, требующая много времени и финансовых затрат.

Сейсмические свойства слагающих данную территорию грунтовых разновидностей определяются инструментальными методами, где один из ключевых параметров является преобладающие периоды, определенных методами изучения записей взрывов или ударов и высокочастотных микросейсм [1-4]. Иногда инструментальные исследования задерживаются из-за опоздания инженерно-геологических материалов. Для оперативного использования времени, отведенный на выполнение исследований по СМР, целесообразно хотя бы в первом приближении иметь представления об инженерно-геологической ситуации исследуемой территории. Для решения этой задачи неоценимую помощь могут оказать спектры Фурье записей землетрясений, взрывов или ударов, а так же и высокочастотных микросейсм.

Накопленный богатый инструментальный (по микросейсмам) и инженерно-геологический материал позволяет проводить сравнительный анализ между преобладающими периодами ($T_{n,p}$) грунтовых разновидностей с их строением.

Для обеспечения корректности проводимого анализа используемого инструментального материала ставились следующие необходимые и обязательные условия.

- 1. Наличие записей, полученных одной и той же аппаратурой.
- 2. Наличие инженерно-геологических описаний от пробуренных скважин для всех участков наблюдений.
- 3. Обеспечение однородности анализируемых (сравниваемых) параметров.

Для обеспечения первого условия все измерения были проведены с помощью цифровой станции «Pentium-3-CM-3» (R_{pa6} . = 3000 Ω).

Наиболее важным является выполнение третьего условия. Для обеспечения однородности анализируемых (сравниваемых) параметров внесено понятие «весовая категория», как для преобладающих периодов микросейсм, так и для слагающих данный грунтовый разрез разновидностей грунтов. При этом единицы измерения для обоих параметров получаются либо в %-ах, либо в частях единицы.

Расчет весовых категорий преобладающих периодов ($T_{\text{в.к.}}$) и грунтовых разновидностей ($h_{\text{в.к.}}$). Весовые категории преобладающих периодов определялись по спектрам Фурье (рис. 1, *a*). Обычно преобладающий период определяется по максимальному пику, остальные пики, с меньшими от максимального значениями, не рассматриваются. Однако они также характеризуют влияние грунтов других типов. Для полного представления о строении исследуемой территории, необходимо рассматривать весь набор полученных пиковых значений. В настоящей работе в расчет брались все возможные пиковые значения, которые в спектре принималась от фонового уровня всего спектра.



Рис. 1. Примеры спектров Фурье записей микросейсм зарегистрированых на территории Ехвардского водохранилища (а) и классификация грунтов по СНиП РА (б) [5]: *I* – спектры Фурье записей микросейсм, *II* – колонки скважин инженерно-геологического разреза (3 м – мощность и (4) – типа слоя грунта, M-12 и Раз.- 4 номера микросейсм и инженерно-геологического разреза колонки по [6]

Рассчитывались суммарные величины всех пиковых значений,

$$S=\sum_{i=1}^n A_{T_{\mathrm{n.p.}i}},$$

где S – суммарная величина всех пиковых значений, $A_{Tп.р.i}$ – значение преобладающего периода *i*-го пика. Суммарная величина всех пиковых значений, это есть совокупность всех определенных преобладающих периодов. Из этой совокупности в %-ном отношении определялась доля конкретного пика, принятая как «**весовая категория** – $T_{\text{в.к.}}$ » преобладающего периода.

Аналогичным образом определялись весовые категории *h*_{в.к.} разновидностей грунтовых условий в данном инженерно-геологическом разрезе в пределах 30-и метрового разреза.

Произведено укрупнение грунтовых разновидностей; грунты третьей и четвертой категорий по СНиП РА [5] представлены как мягкие или слабые, грунты второй категории – средние, грунты первой категории – жесткие или плотные (рис. 1, б).

Из имеющейся базы данных подобраны записи 14-и различных участков, имеющих инженерно-геологические разрезы, полученные на основе буровых работ [6-9].

На рис. 1, *а* в качестве примера представлены спектры микросейсм, полученных на территории проектируемого Егвардского водохранилища, сравнительно с колонками инженерно-геологических разрезов [6].

Проведен сравнительный анализ между весовыми категориями полученных пиковых значений (*T*_{в.к.}) и грунтовых разновидностей (*h*_{в.к.}). Результаты приведены в таблице 1.

Анализ полученных результатов. В результате сравнительного анализа получено, что для точек наблюдений M-11÷M-14, где инженерно-геологический разрез однородный, состоящий из плотных грунтов (твердые грунты), спектр микросейсм полностью характеризует условия местности, т. е. весовые категории преобладающих периодов ($T_{\text{в.к.}}$) и грунтов (hвс) получились одинаковыми.

Для точек наблюдений M-2÷M-6, где инженерно-геологический разрез состоит из средних грунтов, весовые категории преобладающих периодов ($T_{\text{в.к.}}$) и грунтов ($h_{\text{в.с.}}$) для точек M-3 и M-4 получились одинаковыми, а для точек наблюдений M-2, M-5, M-6 и M-10 разрезы по $T_{\text{в.к.}}$ были разделены на два слоя: средний и твердый, причем значительная доля в этих разрезах составляет грунты среднего типа – 65÷84 %.

В точек М-7 и М-8 при наличии некоторой разницы в значениях весовых категорий $T_{\text{в.к.}}$ и $h_{\text{в.с.}}$, качественные оценки можно принимать одинаковыми.

Для точки М-1 получили по преобладающим периодом грунты первой категории – твердые грунты. По инженерно-геологическим описаниям разрезы были разделены на два слоя: средний и твердый. Доля твердых грунтов в этих разрезах составляет 63-76 %.

Если считать, что в точках M-1, 2, 6, 10 имеет место несовпадение весовых категорий, то вероятность правильной оценки инженерно-геологического строения местности по весовым категориям преобладающих периодов можно считать 72 %. Имея ввиду, что в спектрах микросейм в отмеченных точках наблюдений четко выделяются пики соотетствующих категории грунта ($T_{\text{в.к.}} = 65 \div 84$ %), можно считать, что полученные результаты полностью удовлетворяют условию описания инженерно-геологического строения изучаемой территории.

Заключение.

- Обработаны и анализированы 14 спектров записей микросейсм, зарегистрированных вблизи скважин, имеющих полные инженерно-геологические описания и данные физико-механических характеристик.
- Определены весовые категории пиков на спектрах, принятые как преобладающие периоды (частоты) *T*_{п.р.}, и весовые категории грунтовых разновидностей данной точки наблюдения (*h*_{в.к.})

Таблица 1

Номерточки наблюд. микрос.и разреза №	ерточки Пр. период Кат Клюд. Тпр (сек) и груг весовал по Т азреза категория (СН № Твк (%) [5]		Тип грунта и Твк (%)	Мощность гр. по типам грунта h(м) и весовая категория hвс(%)	Катег. и тип грунта по инж- геол. разреза ¹	Тип грунта и hвс(%)		
N 12	0.22 (54%)	I		12 (40%)	I (4)			
(Pa31)	0.19 (4694)	T	твердые (100%)	6 (20%)	I(5)	твердые (100%)		
	0.18 (40%)	1		12 (40%)	I (13)			
M-13 (Pa3 5)	0.15 (100%)	Ι	твердые (100%)	30 (100%)	I (13)	твердые (100%)		
M-14	0.16 (40%)	I	тверльте (100%)	30 (100%)	L(13)	твердые (100%)		
(Pa3 4)	0.21(60%)	I	пвердые (10070)	50 (10070)	1(15)			
MII	0.2 (41%)	I		2 (7%)	II (3)	средние (7%)		
(Pa3 10)	0.18 (36%)	I	твердые (100%)	7 (23%)	I (5)	тверпые (96%)		
	0.15 (23%)	I		21 (70%)	I (13)	твердые (90%)		
	0.34 (24%)	II	(650/)	5 (17%)	II (1)			
(Pa36)	0.32 (41%)	II	средние (65%)	14 (47%)	II (6)	средние (100%)		
	0.29 (35%)	I	твердые (35%)	11 (36%)	II (7)			
M-3	0.47 (29%)	II		28 (93%)	II (1)	средние (100%)		
(Pa3 5)	0.4 (41%)	II	средние (100%)	20 (0570)	(-/			
	0.34 (30%)	II		2 (7%)	II (6)			
M-4	0.45 (21%)	II		30 (100%)	II (1)	средние (100%)		
(Pa3 4)	0.4 (30%)	II	средние (100%)					
	0.37 (27%)	II						
	0.32 (22%)	II				средние (100%)		
M-5	0.37 (20%)	11	(0.404)	18 (60%)	II (1)			
(Pa3 8)	0.33 (31%)	- 11	средние (84%)					
	0.31 (27%)	11	(1.694)	12 (40%)	II (6)			
	0.23 (16%)	1	твердые (10%)					
M-6	0.42 (36%)	11	средние (73%)	22 (73%)	II (1)	средние (100%)		
(ra3 /)	0.34 (37%)		(2.7.4)	0.0270()				
	0.28 (27%)	1	твердые (27%)	8 (27%)	11 (6)			
M-10	0.38 (28%)	11	средние (67%)	22 (73%)	II (4)	средние (100%)		
(ra3 ð)	0.34 (33%)	T	тверлые (33%)	8 (27%)	11 (6)			
	0.22 (25%)	T	пердые (3370)	6 (20%)	П(23)			
_M-1	0.22 (2376)	T		5 (17%)	п (2,5)	средние (37%)		
(Pa3-11)	0.2 (33%)	1	твердые (100%)	5 (17%)	11(11)			
	0.19 (26%)	I		19 (63%)	I (13)	твердые (63%)		
M 7	0.15 (16%)	I II	средние (10%)	17 (349/)	II (D)			
(Pa311)	0.25 (34%)	I		1/(24%) II(B)		средние (24%)		
	0.19 (30%)	I	твердые (90%)	10 (33%) 13 (43%)	I(3) I(4)	твердые (76%)		
M-8	0.53 (31%)	П	средние (31%)	7 (23%) 3 (10%)	II (B) I (4)	средние (33%)		
(r as- AI)	0.23 (69%)	I	твердые (69%)	3 (10%) 17 (57%)	II (11) I (13)	твердые (67%)		

¹ Категория и тип грунта по инженерно-геол. разреза на рис. 1

- Проведен сравнительный анализ **весовых категорий** преобладающих периодов и грунтовых разновидностей.
- На основе сравнительного анализа можно утверждать, что в первом приближении по спектрам микросейсм можно иметь представление об инженерно-геологическом строении территории, где отсутствуют материалы по инженерно-геологическим исследованиям.
- Вероятность правильной оценки инженерно-геологического строения территории по весовым категориям преобладающих периодов можно считать 72 %.
- В дальнейшем на основе фактического материала будет сделана попытка по выявлению эмпирических зависимостей между весовыми категориями T_{п.р.} и h_{в.к.}, что позволит значительно сократить объемы инженерно-геологических исследований.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Сейсмическое микрорайонирование / Ред. С. В. Медведев. М. : Наука, 1977. 248 с.
- 2. Медведев С. В. Инженерная сейсмология. М.: Наука, 1973.
- 3. *Рекомендации* по сейсмическому микрорайонированию при инженерных изысканиях для строительства, Госстрой СССР. М., 1985.
- 4. *Сейсмическое* микрорайонирование на территории г. Еревана. Ереван : «Геориск» НИО, 2004. 232 с. (на армянском языке).
- 5. *Сейсмостойкое* строительство. Нормы проектирования СНПА II6.02-2006. Ереван, 2006.
- 6. *Карапетян Дж., Геодакян Э., Оганнисян А., Карапетян С., Мкртчян Г.* Оценка ожидаемых сейсмических воздействий на территории Егвардское водохранилища : Научно-техн. отчет, фонды ИГИС НАН РА. Гюмри, 2016. 87 с. (на арм. и анг. языке).

УДК 551.24

ОПЫТ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ АВТОМАТИЗИРОВАННОЙ СИСТЕМЫ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ЗАЩИТЫ РЕАКТОРНЫХ УСТАНОВОК ЭНЕРГОБЛОКОВ КУРСКОЙ АЭС

Е.В.Комаринский

АО «Концерн Росэнергоатом» «Курская атомная станция», г. Курчатов, Россия

Безопасность современной атомной станции строится на комбинации активных и пассивных систем защиты. Задача по локализации любой аварийной ситуации, в конечном счете, сводится к необходимости обеспечить 3 фактора безопасности: остановку ядерной реакции, постоянный отвод тепла от реактора, предотвращение выхода радиации за пределы гермооболочки реактора.

Землетрясение в местах строительства российских АЭС – явление редкое. Однако системы безопасности станции должны предусматривать и такие события. С этой целью, в 2016 году на Курской АЭС введена в опытно-пропышленную эксплуатации автоматизированная система сейсмической защиты (ССЗ) реакторных установок энергоблоков 1-4 Курской АЭС, которая создается для повышения ядерной и радиационной безопасности энергоблоков. Система сейсмической защиты осуществляет непрерывный контроль сейсмической обстановки на площадке АЭС, автоматически выдает сигнал аварийной защиты реактора при превышении уровня проектного землетрясения (ПЗ). Кроме того ССЗ обеспечивает информацией персонал АЭС о сейсмической обстановке с целью принятия мер по предотвращению нарушений условий нормальной и безопасной эксплуатации РБМК-1000.

Система сейсмической защиты является системой сейсмометрического контроля и сигнализации и, совместно с комплексной системой контроля, управления и защиты

(КСКУЗ) осуществляет формирование аварийных сигналов для автоматического останова реактора при землетрясении, превышающем уровень сейсмического воздействия при проектном землетрясении интенсивностью 5 баллов по шкале MSK-64.

ССЗ предназначена для:

- непрерывного контроля уровня колебаний поверхности грунта в трех разнесенных точ-ках площадки АЭС;
- автоматической выдачи аварийных сигналов в КСКУЗ на защиту реактора и информационных сигналов на блочный щит управления (БЩУ-О) при превышении интенсивности сейсмических колебаний грунта на уровне проектного землетрясения;
- регистрации и создания архива записей сейсмических колебаний грунта в виде акселерограмм для анализа и обзора сейсмической обстановки промплощадки в комплексе технических средств центра сбора информации (КТС ЦСИ).

Система должна обеспечивать:

- эксплуатационный контроль, индикация, архивирование значений сейсмических воздействий на уровне подошвы здания реакторной установки;
- сравнение измеренных параметров с предупредительными и аварийными установками, выработку дискретных выходных сигналов для формирования управляющих воздействий и включения информационных табло на БЩУ-О;
- формирование режима автоматической защиты (АЗ) (в каждом комплекте КСКУЗ по алгоритму «2 из 3») по факту получения сигналов АЗ (порог срабатывания П1) от датчиков сейсмической защиты;
- ввод/вывод защиты по сигналам сейсмических датчиков, с исключением воздействия на рабочие органы АЗ при выводе ССЗ;
- формирование режима порог срабатывания (ПС) (в каждом комплекте оборудования ССЗ по алгоритму «2 из 3») по факту получения сигналов ПС (порог срабатывания П2) от датчиков сейсмической защиты и передача их через стойки СКАЛА-МИКРО на информационных табло на БЩУ-О;
- формирование режима «КИ» (в каждом комплекте оборудования ССЗ по алгоритму «1 из 3») по факту получения сигналов «КИ» (контроль исправности) от датчиков сейсмической защиты и передача их через стойки СКАЛА-МИКРО на информационных табло на БЩУ-О.

Целью опытной эксплуатации ССЗ является:

- проверка работоспособности ССЗ и функциональности ССЗ в соответствии с технической и эксплуатационной документацией;
- подтверждение фактических значений количественных и качественных характеристик CC3 в реальных условиях эксплуатации на Курской АЭС;
- фиксация сбоев, ошибок, недостатков, возникающих и выявленных в ходе опытной эксплуатации ССЗ;
- подготовка отзыва специалистов Курской АЭС об опытной эксплуатации ССЗ. Задачи, решаемые в ходе опытной эксплуатации:
- оперативное устранение причин сбоев, ошибок, недостатков, возникающих в период опытной эксплуатации ССЗ;
- внесение изменений в техническую и эксплуатационную документацию по итогам опытной эксплуатации ССЗ;
- обучение эксплуатирующего персонала навыкам работы с ССЗ. Опытная эксплуатация ССЗ проводится на основании следующих документов:
- Решение «О внедрении системы сейсмической защиты реакторных установок энергоблоков 1-4 Курской АЭС» №КУРАЭС Р-392К(04-03)2013 от 20.08.2013, утверждённое Заместителем генерального директора - директором по производству и эксплуатации ОАО «Концерн Росэнергоатом» А.В. Шутиковым;

- «Актуализированные мероприятия для снижения последствий запроектных аварий на АЭС» №АЭСМР-134(04-07)2013;
- Акт приемки в опытную эксплуатацию ССЗ;
- Программа опытной эксплуатации ССЗ.

Опытная эксплуатация проводится в соответствии с требованиями, содержащимися в следующих нормативных документах:

- ГОСТ 25804.1-83 (ГОСТ 25804.8-83) Аппаратура, приборы, устройства и оборудование систем управления технологическими процессами атомных электростанций;
- ГОСТ 25861-83 Машины вычислительные и системы обработки данных. Требования по электрической и механической безопасности и методы испытаний;
- ГОСТ Р 8.596-2002 Государственная система обеспечения единства измерений. Метрологическое обеспечение измерительных систем. Основные положения;
- ГОСТ 21552 Средства вычислительной техники. Общие технические требования, приемка, методы испытаний, маркировка, упаковка, транспортирование и хранение;
- ГОСТ 24.208-80 Требования к содержанию документов стадии «ввод в эксплуатацию»;
- ГОСТ 34.603-92 Виды испытаний автоматизированных систем;
- ГОСТ 34.003-90 Автоматизированные системы. Термины и определения. Место проведения опытной эксплуатация ССЗ:
- Площадка энергоблоков № 1-4, Курская АЭС. Оборудование для каждого энергоблока:
- 2 комплекта сейсмодатчиков СД4-09, в каждом комплекте по 3 датчика (производство АО «НИИФИ» г. Пенза);
- 2 шкафа питания (производства ОАО «ЭЦМ» г. Курчатов) каждый для питания одного комплекта датчиков и формирования схем «2 из 3» в части ПС – «Предупредительной сигнализации» и «1 из 3» в части КИ – «Контроль исправности.

Система КТС ЦСИ (производство АО «НИИФИ» г. Пенза) в составе:

- шкаф терминальный ШТ-П с промышленным сервером IPC-510MB-00XE, плоскопанельным монитором FPM-3191-R3AE и источником бесперебойного питания (ИБП) Smart-UPS SMX3000HV 4U;
- блок системы реального времени БСРВ-П с антенной GPSGL-TMG-SPI-40NCB;
- шкаф питания КТС ЦСИ (производства ОАО «ЭЦМ» г.Курчатов) для питания шкафа терминального ШТ-П.

В проведении опытной эксплуатации участвуют следующие организации:

- Заказчик: Филиал ОАО «Концерн Росэнергоатом» «Курская атомная станция», г. Курчатов.
- Исполнитель: АО «Электроцентроналадка», г. Москва.
- Опытная эксплуатация проводится с участием персонала, ответственного за проведение работ, и с учетом ожидаемых результатов работ.
 Этапы опытной эксплуатации:
- проверка работоспособности ССЗ и подтверждение фактических значений количественных
 - и качественных характеристик ССЗ в реальных условиях эксплуатации на Курской АЭС;
- ведение рабочего журнала, в который заносятся сведения о продолжительности функционирования ССЗ, отказах, сбоях, аварийных ситуациях;
- устранение неисправностей и недостатков, изменение параметров объекта автоматизации;
- корректировка документации и прикладных программных средств.
 Методы опытных испытаний сводятся к выполнению 8 основных пунктов:
- 1. Проверка сигнализации, индикации и автоматической регистрации отклонений от нормального режима работы, а также сигнализации неисправностей работы ССЗ и ее составных частей.
- 2. Проверка автоматического перезапуска ССЗ при перебоях питания.
- 3. Проверка устойчивости ССЗ при пропадании основного питания.
- 4. Проверка режима мониторинга ССЗ.

- 5. Проверка режима диагностики ССЗ.
- 6. Проверка режима архивирования ССЗ.
- 7. Проверка защищенности ССЗ от ошибочных действий обслуживающего персонала.
- 8. Проверка среднего времени восстановления работоспособного состояния ССЗ.

По каждому пункту проверки составляется протокол испытаний с отражением в нем даты, времени, пункта проверки, методики испытания, результата испытания и ответственного лица за его проведение, контроль питания датчиков СЗ.

Проверка работоспособности ССЗ оценивается по следующим градациям:

- Обеспечена общая продолжительность периодов работоспособности ССЗ не менее 90 % общего времени функционирования.
- Не обеспечена общая продолжительность периодов работоспособности ССЗ менее 90 % общего времени функционирования.

Подтверждение фактических значений количественных и качественных характеристик ССЗ в реальных условиях эксплуатации на Курской АЭС.

По результатам опытной эксплуатации ССЗ будет подготовлен отзыв специалистов Курской АЭС об опытной эксплуатации ССЗ.

По окончании опытной эксплуатации оборудование ССЗ будет передано в промышленную эксплуатацию по акту сдачи-приемки.

УДК 552.1:551.14(477)

ТЕРМОБАРИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ СОСТАВА И СТРУКТУРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ УКРАИНСКОГО ЩИТА

В. А. Корчин, П. А. Буртный, Е. Е. Карнаухова

Институт геофизики им. С. И. Субботина Национальной академии наук Украины, г. Киев, Украина

Особенности строения глубинных горизонтов земной коры не доступных бурению, основываются на анализе материалов геофизических исследований, которые фактически отражают нынешнее состояние и физические свойства пород, слагающих эти горизонты. Петрофизическое моделирование базируется на сопоставлении экспериментальных данных об изменении физических параметров горных пород (в частности скорости упругих волн и плотности) в PT-условиях, соответствующих термобарическим режимам земной коры исследуемых регионов, с материалами ГСЗ и гравиметрии с учетом поверхностной геологии [1]. В основу составления программ для PT-экспериментов положены данные о распределении давления с глубиной, рассчитанного по средним значениям плотности пород в глубинных зонах земной коры и возможного строения конкретных геологических провинций. Распределения температур на различных глубинах рассчитываются по материалами геотермического изучения соответствующих районов.

Одной из задач комплексной интерпретации геофизических данных с использованием связей «скорость-плот-ность» для различных геологических объектов является построение согласованной модели глубинных горизонтов Земли, в которой расчетные волновые и гравитационные поля совпадают с наблюденными. Чисто формальное количественное совпадение наблюденного и расчетного полей еще не может служить критерием единственности решения поставленной задачи. Это совпадение лишь значит, что найдено одно из множества эквивалентных решений. Поэтому любое полученное решение обязательно должно наилучшим образом соответствовать совокупности известных (из сейсмометрии, гравиметрии, изучения физических свойств, геотермии, петрологии, геологии и др.) данных. Поскольку параметры регрессий для определения плотности пород при атмосферном давлении существенно иные, чем наблюдаемые при давлениях, характерных для глубин земной коры, то для опре-

деления плотностных параметров пород консолидированной земной коры следует пользоваться только теми зависимостями, которые получены именно для этих образований при высоких давлениях и температурах. Нашими многолетними исследованиями убедительно показано, что в условиях больших глубин существенную роль на зависимости $V_p = f(H)$ и $\rho = f(H)$ оказывает температура, влияние которой необходимо учитывать при уточнении связи $V_p = f(\rho)$ на различных глубинах. В большинстве случаев эта связь далека от линейной даже для определенной разновидности пород на различных глубинах [2].

В первую очередь, эта неоднозначность возникает в связи со сложными зависимостями упругих и плотностных характеристик горных пород с глубиной, которые, как показали соответствующие эксперименты, изменяются по нелинейным законам с проявлением на зависимостях этих параметров максимумов и минимумов, т. е. при определенных одновременнодействующих на минеральное вещество давления (P) и температур (T) выявляются зоны низких скоростей (ЗНС) в интервале глубин 5-15 км [2-3] (рис. 1). Совместимый анализ параметров сейсмических волноводов и зон низких скоростей, обнаруженных лабораторными петрофизическими исследованиями, позволил сделать предположение о термодинамической природе ЗНС в земной коре.

Сделанные предположения о механизме возникновения ЗНС подтверждаются данными изучения под влиянием программного воздействия *PT* на плотности пород. Как и ожидалось, при *PT*, соот-



Рис. 1. a – изменение с глубиной средних значений скоростей V_P и V_S ($V_{P,S} = f(PT) = f(H)$) для различных групп пород; δ – изменение с глубиной средних значений плотности $\rho = f(H)$. 1 – граниты равномернозернистые, 2 – граниты порфировидные, 3 – чарнокитоиды. 4 – анортозиты, 5 – лабрадориты, 6 – габбро, 7 – пироксениты, 8-10 – гнейсы

ветствующих глубинам зон низких скоростей, плотности также уменьшаются, а иногда $\partial \rho / \partial H$ преобретают отрицательные значения, подтверждая тем самым интенсивное разуплотнение пород в этих горизонтах, образуя области пониженной плотности в коре (рис. 1, δ).

Эксперименты показали, что на глубинах от 5 до 15 км градиент роста плотности пород падает до нуля или становится отрицательным ($\Delta \rho \approx -0.01 \text{ г/см}^3$). Очевидно, изменение скорости и плотности пород на глубинах 3-20 км с проявлением зон инверсий V_P и ρ существенно изменят зависимости $V_P = f(\rho)$ от принятых линейных среднестатистических. Это дало возможность уточнить связь $V_P = f(\rho)$ на различных глубинах. Сопоставляя статистические зависимости $V_P = f(\rho)$ с таковыми для отдельных образцов пород, очевидно несовпадение данных. Как видно, для породы конкретного минерального состава зависимости $V_P = f(\rho)$ имеют сложную форму (образование петель) (рис. 2). Именно в зоне инверсии скорости и плотности традиционная зависимость скорость-плотность нарушается. Нет соответствия корреляционной зависимости: большей плотности пород соответствует большая скорость. На этом участке глубин необходим подбор плотностей корового минерального вещества, непосредственно по отдельным образцам пород, имеющим соответствующие скорости и конкретные плотности.

Построив в результате петрофизического термобарического моделирования (ПТМ) по данным совпадения экспериментальных и наблюденных (ГСЗ) скоростей, распределение минерального вещества с глубиной региона, далее подбираются плотностные зависимости $\rho = f(PT) = f(H)$, соответствующих конкретным породам [1, 4]. Эти распределения плотности

с глубиной используются на первом этапе гравитационного моделирования. Проверка таких построений предположила, что на глубинах 5-20 км в земной коре могут существовать вполне обоснованно зоны с пониженной плотностью по отношению к выше лежащим и подстилающим минеральным образованиям.



Рис. 2. Зависимости $V_P = f(\rho)$ для отдельных пород на различных глубинах (цифры на кривых соответствуют глубинам *H* в км)

Материалы изменения скорости и плотности горных пород от температуры и давления использовались при построении соответствующих моделей распределения пород с глубиной отдельных участков УЩ.

Для петрофизического моделирования выбрана центральная часть Украинского щита. Этот район довольно хорошо изучен в геологическом отношении в связи с поисками и открытием месторождений полезных ископаемых. Имеющаяся геологическая информация [5-7] дает довольно четкое представление о тектоническом положении, структурных элементах, составе и возрасте минеральных образований, слагающих верхние горизонты коры района. Он наиболее детально исследован различными геофизическими методами (в частности методом ГСЗ), проводимыми на протяжении многих лет Институтом геофизики им. С. И. Субботина НАН Украины в этом районе [6]. Район исследований находится в субмеридиональной осевой зоне Ингульского мегаблока, и включает в себя такие основные структуры как Корсунь-Новомиргородский и Новоукраинский массивы, а также расположенную восточнее Приингульскую синклиналь.

Исходя из данных о поверхностной геологии, была подобрана коллекция пород и получена необходимая информация и проведено обобщение материалов экспериментальных исследований о скоростях упругих продольных волн и плотности пород, которые участвуют в строении Кировоградского рудного района. В коллекцию вошли граниты рапакиви, граниты новоукраинские, граниты равномернозернистые и порфировидные кировоградского комплекса, основные породы габбро-анортозитового состава, гнейсы ингуло-ингулецкой серии. Помимо этого рассмотрены породы гранулитового комплекса, в частности эндербиты и основные гранулиты. Полученные в результате петроскоростного моделирования данные о составе коры Корсунь-Новомиргородского и Новоукраинского блоков были использованы при построении прогнозного вещественного разреза вдоль профиля ГСЗ XXIV, который пересекает осевую зону Кировоградского района в субмеридиональном направлении (рис. 3).

Используя эти материалы, были построены скоростной и плотностной разрезы вдоль рассматриваемого профиля, которые позволяют подчеркнуть особенности распределения этих параметров в земной коре исследуемого района (рис. 4).

На разрезах, согласно экспериментальным данным, четко выделяются зоны низких скоростей (заштрихованные области) (рис. 4, a) и соответствующие им зоны разуплотнения (рис. 4, δ). Причем, как видно из рис. 4, в коре Корсунь-Ноовомиргородскго блока такие зоны слабо выражены вследствие того, что верхние их части перекрыты более высокоскоростными и высокоплотностными породами габбро-анартозитового состава. В коре Новоукраинского блока указанные зоны проявляются более четко. Здесь они занимают более широкий интервал глубин вследствие того, что зоны, выявленные в новоукраинских гранитах, имеют свое продолжение и плавно переходят в зоны низких скоростей и плотностей, выделенные в залегающих ниже гранитах рапакиви.



Рис. 3. Геологическая обстановка (а), скоростной разрез (б), данные гравиметрических наблюдений (в) и модель распределения пород в земной коре по профилю ГСЗ XXIV: 1 – гнейсовые комплексы ингуло-ингулецкой серии, 2 – гранитоиды кировоградского комплекса, 3 – граниты новоукраинские, 4 – габбро-анортозиты, 5 – габбро-анортозиты; 6 – эндербиты; 7 – основные гранулиты, 8 – гнейсы пироксенового состава



Рис. 4. Скоростной (*a*) и плотностной (*б*) разрезы земной коры вдоль профиля ГСЗ XXIV, построенные по данным экспериментальных исследований изменения скорости и плотности горных пород с глубиной ($V_{P,\rho} = f(PT) = f(H)$)

С учетом состояния пород в ЗНС (областях разуплотненных пород) их наличие может служить критерием поиска полезных ископаемых, поскольку эти зоны наиболее проницаемы для мигрирующих минеральных сред в земной коре. Наиболее перспективны в данном аспекте горизонты палеообластей ЗНС, которые, возможно, в настоящее время находятся вблизи поверхности в результате эрозии коры. В этих областях наиболее вероятны образование и локализация твердофазных полезных ископаемых, газово-жидких углеводородов, например, неорганического происхождения. Приобретая характер широкомасштабной системы сквозных глубинных нарушений в коре, указанные зоны в период активизации тектономагматических процессов являются наиболее проницаемыми. С ними связывается повышение интенсивности теплового потока, поступление продуктов магматизма (в том числе, в виде гидротермальных растворов) и активизация процессов метасоматоза, т. е. здесь наблюдается современное формирование локализаций полезных ископаемых. Существующие в земной коре, такие ослабленные зоны с пониженными упругими характеристиками и плотностями представляют собой зоны повышенной проницаемости для восходящих гидротермальных растворов и флюидов мантийного происхождения. Это зоны, в пределах которых с наибольшей интенсивностью могли проходить различные процессы метасоматоза, образования и локализации полезных ископаемых. А если учесть тот факт, что во время формирования и становления коры Ингуло-Ингулецкого района в протерозое температурный градиент был значительно выше современного, то наиболее широко проявленная зона повышенной проницаемости, существующая в коре Новоукраинского блока, являлась наиболее благоприятной для образования и локализации полезных ископаемых, вследствие чего, как показывают материалы исследований последних лет [6], большая часть месторождений расположена в пределах Новоукраинского блока.

Таким образом, зоны низких скоростей и разуплотнения пород могут являться поисковыми критериями полезных ископаемых.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Корчин В. А., Буртный П. А., Коболев В. П.* Термобарическое петрофизическое моделирование в геофизике. Киев : Наукова думка, 2013. 312 с.
- 2. Корчин В. А., Буртный П. А., Карнаухова Е. Е. Термодинамическое нарушение линейной связи «скорость-плотность» горных пород в земной коре // Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле : Материалы XIV международной конференции. – Москва : ИГЕМ РАН, 2014. – С. 107-110.
- 3. *Корчин В. А.* Термодинамика коровых зон низких сейсмических скоростей (новая научная гипотеза). Saarbrücken : LAP Lambert Academic Publishing, 2013. 280 с.
- 4. *Буртный П. А., Корчин В. А., Карнаухова Е. Е.* Моделирование вещественного состава глубинных горизонтов земной коры (новая концепция интерпретации геофизических данных). Saarbrücken : LAP Lambert Akademic Publishing, 2013. 188 с.
- 5. *Геологическая* карта кристаллического основания Украинского щита м-ба 1:500 000. Объяснительная записка. – Киев, 1983. – 101 с.
- 6. *Кировоградский* рудный район. Глубинное строение. Тектонофизический анализ. Месторождения рудных полезных ископаемых. – Киев : Прастыи луды, 2013. – 500 с.
- 7. Щербаков И. Б. Петрология Украинского щита. Львов : ЗУКЦ, 2005. 364 с.

ЛАГУННАЯ СЕЙСМОГРАВИТАЦИОННАЯ ДЕФОРМАЦИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА

О. Ю. Крицкая¹, В. И. Попков¹, А. А. Остапенко¹, И. Е. Дементьева¹, О. Н. Быхалова²

¹ Кубанский государственный университет, г. Краснодар, Россия; ² Государственный природный заповедник «Утриш», г. Анапа, Россия

Зона сочленения Черноморской впадины и складчато-орогенных сооружений Северо-Западного Кавказа характеризуется высокой современной геодинамической активностью, которая сопровождается образованием уникальных для южного склона Кавказа крупные обвально-оползневые структуры, которые по ряду характерных признаков можно отнести к сейсмогравитационным деформациям [1-5 и др.].

Установлено, что южный склон Северо-Западного Кавказа на участке Черноморского побережья между устьем р. Сукко и м. Мысхако подвергся тотальной сейсмотектонической переработке, практически не оставившей здесь «живого места». Общая площадь территории, на которой образовались оползни в исследуемом районе, составила величину около 110-120 км². На данном участке побережья протяженностью 35 км расположено более десяти крупных сейсмогравитационных форм.

Проведенные нами исследования позволили уточнить их морфометрические параметры, изучить характер слагающих данные образования отложений, а также провести типизацию структур и наметить последовательность их образования [5-9]. Основные результаты следующие.

Выделены следующие основные типы сейсмогравитационных деформаций, определяющих морфоструктурный облик описываемой территории:

- сложнопостроенные сейсмически возбужденные гравитационные потоки полностью дезинтегрированных коренных горных пород (по механизму движения ближе к обвалам);
- консеквентно-детрузивные оползни с большой энергией (смешанный механизм обваливания и оползания);
- типичные консеквентные оползни скольжения, имеющие блоковое строение, как правило, развитые на периферии крупных сейсмогравитационных деформаций.

Все крупные сейсмогравитационные деформации относятся к первым двум типам.

Сейсмогравитационные потоки сложены песчано-глинисто-щебенистым материалом, представляющим собой своеобразный матрикс, в который включены совершенно не окатанные обломки и глыбы песчаника и алевролита, а также блоки коренных пород, сохранивших свою исходную слоистую структуру. Размеры последних колеблются от первых до нескольких десятков метров. Языки оползневых тел, подходящих к береговой линии, легко разрушаются волнами, тонкообломочный материал уносится в море, а на пляже остаются остроугольные глыбы.

Для обвально-оползневых тел характерен типичный для таких образований бугристый рельеф, отчетливо читающийся на космоснимках. Хорошо индицирует эти структуры и эрозионная сеть. Более древние и проработанные эрозионные долины коренных склонов резко срезаются границами отрыва и в пределах оползневых тел они отсутствует. Здесь может иметь место своя сеть небольших слабо выраженных более молодых временных водотоков.

Выделяется три наиболее крупных сейсмогравитационных потока: Утришский, Малый Утришский и заключенный между ними Лагунный (рис. 1). Значительная часть оползневых тел располагается в море, формируя крупные веерообразно-мозаичные подводные формы рельефа на продолжении обоих Утришских мысов, прослеживающиеся до глубины 50 м. Амплитуда высот у всех обвально-оползневых структур примерно одинаковая – около 500 м (включая подводную часть).



Рис. 1. Крупнейшие сейсмогравитационные формы п-ова Абрау. Оползни: Большого Утриша (1), Лагунный (2), Малого Утриша (3)

Их морфологические особенности могут быть рассмотрены на примере сейсмогравитационной структуры, названной нами Лагунной [5], которая является наиболее крупной и морфологически сложной на данной территории. Ширина ее достигает 3,3 км, длина – 6 км. Подводная граница находится в 1,6-2 км от берега. Площадь составляет 19,5 км² с морской частью, 13,5 км² приходится на сухопутную часть.

Лагунный оползень (рис. 2) приурочен к участку берега с так называемыми лагунами – сухими или занятыми водой понижениями, отделенными от моря береговыми барами. В движение был вовлечен весь южный склон Северо-Западного Кавказа, начиная с Навагирского хребта. В результате длина только сухопутной части оползня составляет 4,5 км. В верхней приводораздельной зоне произошло смещение горных вершин и фрагментов склонов хребтов. Смещение горных масс происходило по пологим поверхностям, обычно совпадающим с плоскостями напластования флишевой толщи под воздействием горизонтальных составляющих сил сейсмических толчков (углы падения пород от 5° до 16° в сторону моря). Линия отрыва данной структуры на водораздельной части хр. Навагир выражена в виде вытянутого рва с плоским дном и относительно пологим склоном, который протягивается на расстояние около 300-400 м, а затем постепенно сглаживается (участок № 1 на рис. 2).

Пологий склон постепенно переходит в замкнутую котловину, образовавшуюся из-за отрыва и смещения русел водотоков и перекрытия стока оползневыми массами. Представляет собой заболоченный участок размером примерно 700 на 500 м, иногда заполняемый водой. Расстояние ее от линии отрыва (рва) около 500 м.

Далее следует слабо участок со слабо нарушенным залеганием пород, к которому приурочены смещенные с северного склона хр. Навагир фрагменты русел водотоков на расстояние от 100 до 700 м (с разворотом бывшей водораздельной части хребта по часовой стрелке). В настоящее время эти долины разгружаются в котловину Сухого Лимана (на рис. 2 смещенные долины обозначены № 5). Сами долины хорошо проработаны, в днищах обнажаются коренные породы. Протяженность этого участка около 1200 м. Здесь практически полностью сохранился дооползневой рельеф, а горные породы при смещении еще не испытывали значительных разрушений и деформаций.



Рис. 2. Схема основных морфологических элементов сейсмогравитационной структуры Лагунной. 1 – современный водораздел хр. Навагир; 2 – водораздел, сместившийся в результате сейсмических событий; 3 – зоны отрыва и скольжения верхней части хр. Навагир; 4 – уступ фронтальной части оползня, приуроченный к предположительному сейсмогенному разрыву;5 – направления движения сейсмогравитационной структуры; 6 – сейсмогравитационные отторженцы; 7 – дно котловин, образовавшихся в результате сейсмогравитационных смещений; 8 – участки слабо нарушенного залегания коренных пород; 9 – породы средней степени дезинтеграции; 10 – максимально дезинтегрированные породы. Цифры в кружочках – различные морфоструктуры, описание см. в тексте

Ниже по склону отмечается типичная оползневая часть сейсмогравитационной структуры (участок № 2 на рис. 2). Здесь преобладает бугристый рельеф, отмечаются фрагменты значительно переработанной до оползневой русловой сети, сохранившейся в виде отдельных «слепых» участков долин. Современная эрозионная сеть здесь развита слабо горных пород. Строение этого участка наиболее сложное (участок № 3 на рис. 2). Кроме сплошной массы дезинтегрированных горных пород, которые образуют здесь хорошо выраженные языки, отмечаются в значительном количестве отторженцы со слабо нарушенным залеганием коренных пород. Между отторженцами, оползневыми языками и террасами, сложенными коллювиальными отложениями, располагаются небольшие замкнутые и полузамкнутые понижения. Длина этого участка около 1000 м. Фронтальная его часть, расположенная за лагунами на расстоянии 200-300 м от современной береговой линии, представлена крутым достаточно прямолинейным склоном высотой около 80-90 м.

За фронтальным уступом, который, судя по всему, связан с сейсмогенным разломом, следует пологая ступень, протягивающаяся до берега моря на расстояние в 250-300 м. В пределах нее формы рельефа сглажены, выровнены, прикрыты чехлом вторичных рыхлых отложений. Достаточно длительное развитие этого участка подтверждается образованием береговых баров и замкнутых лагун. Материалом для формирования баров служили многочисленные коллювиальные отложения, сброшенные в море при образовании оползня и обвала.

Изучение прибрежных батиметрических карт показало, что значительная часть оползневых тел продолжается в море, образуя крупные формы рельефа, прослеживающиеся до глубины 50 м (рис. 1). Все они располагаются в пределах шельфа, ширина которого в исследуемом районе изменяется от 11 км в северо-западной части до 5 км в юго-восточной и ограничивается изобатой 100 м.

Наиболее отчетливо выделяются в рельефе дна подводные продолжения сейсмогравитационных образований Большого и Малого Утриша. Они представляют собой веерообразно-мозаичные подводные формы рельефа, состоящие из хаотичного нагромождения глыб сейсмогравитационных отложений. По форме они достаточно симметричны относительно направления движения оползня. В отличие то них подводная часть Лагунного оползня более сглажена и слабо расчленена. Также здесь наблюдается отчетливая ступень на глубине около 9 м, а затем 19 м.

Аналогичные черты имеют и подводные продолжения других крупных сейсмогравитационных структур, расположенных к юго-востоку от изучаемого участка побережья. Причем часть из них еще более сглажена и переработана морем, несмотря на то, что на суше морфологические признаки этих оползней выражены отчетливо.

Таким образом, строение рассмотренной сейсмогенной морфоструктуры свидетельствует о неоднократном проявлении сейсмических событий в исследуемом регионе. Масштабы и интенсивность преобразования рельефа, а также крайне высокая степень дезинтеграции литифицированных палеогеновых горных пород указывают на их высокий энергетический класс и вероятное нахождение эпицентров землетрясений в пределах или непосредственной близости от рассмотренной территории. В пользу этого говорят размеры и плотность сейсмогравитационных деформаций, сорванные горные вершины и смещения склонов, развитие таких структур, как сейсмогравитационные потоки протяженностью в несколько километров. Данные факты не укладываются в известную концепцию длительных вибрационных воздействий при умеренных землетрясениях [4], приведших к образованию сейсмодеформаций п-ова Абрау, но, как справедливо указывал А. А. Никонов [2], отвечают условиям неоднократных сильных единовременных сотрясений не менее 7-8 баллов.

ЛИТЕРАТУРА

- Островский А. Б. Палеосейсмотектонические дислокации на Черноморском побережье Северо-Западного Кавказа в связи с оценкой современной сейсмичности этой территории // Комплексные исследования Черноморской впадины. – М. : Наука, 1970. – С. 46-58.
- 2. *Никонов А. А.* Об исторических землетрясениях и сейсмическом потенциале в районе г. Анапы // Сейсмологический бюллетень Украины за 1993 г. Симферополь : ИГ НАНУ, КЭС, 1996. С. 84-87.
- 3. *Несмеянов С. А., Шмидт Г. А., Щеглов А. П.* Морфоструктурное положение сейсмодислокаций южного склона Западного Кавказа // Геоморфология. – 1987. – № 3. – С. 74-78.
- 4. *Палеосейсмогеология* Большого Кавказа / Под ред. В. П. Солоненко, В. С. Хромовских. М. : Наука, 1979. 187 с.
- Попков В. И., Крицкая О. Ю., Остапенко А. А., Дементьева И. Е., Быхалова О. Н. Сейсмогравитационные деформации южного склона Северо-Западного Кавказа // Тектоника и геодинамика континентальной и океанической литосферы: общие и региональные аспекты : Материалы XLVII Тектонического совещания. – М. : ГЕОС, 2015. – Т. 2. – С. 44-49.
- 6. Попков В. И., Крицкая О. Ю., Остапенко А. А., Дементьева И. Е., Быхалова О. Н. Генезис обвально-оползневых структур п-ова Абрау (Северо-Западный Кавказ) // Геология. Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсов АН РБ. 2015. № 21. С. 107-112.
- 7. Попков В. И., Крицкая О. Ю., Остапенко А. А., Быхалова О. Н. Результаты изучения палеосейсмотектонических деформаций и оползневых процессов на территории государственного природного заповедника «Утриш» (Северо-Западный Кавказ) // Геология, география и глобальная энергия. 2015. № 4(59). С. 47-58.
- 8. Попков В. И., Крицкая О. Ю., Остапенко А. А., Дементьева И. Е., Быхалова О. Н. Сейсмогенные морфоструктуры южного склона Северо-Западного Кавказа // Экологический вестник научных центров Черноморского экономического сотрудничества. – 2015. – № 3. – С. 72-78.
О ПОИСКОВЫХ ПРИЗНАКАХ АЛМАЗОНОСНЫХ ТРУБОК ВЗРЫВА ПО ДАННЫМ ИНТЕРПРЕТАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ

А. М. Кузин

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

Формирование алмазов определяется высоким уровнем восстановленности и минимальным соотношением водорода к углероду. Газовая фаза флюида обеспечивает накопление упругой энергии и взрывной характер её высвобождения. Вода является единственным возможным растворителем для алмаза. Поэтому для их сохранности необходим быстрый, со скоростью более 1 м/сек, подъем магмы [10]. При визуальном анализе в карьерах трубок Мир, Удачная, Сытыканская, не было обнаружено концентрического обрамления трубок зонами трещиноватости ни непосредственно у контактов, ни на некотором от них удалении. Они не имеют выраженной слоистости, границы с вмещающей средой размытые, что свидетельствует об отсутствии вертикальных смещений [9]. Отсутствие следов термального воздействия на контактах трубок взрыва с вмещающей средой, а также полная серпентинизации кимберлита свидетельствует о флюидной воздействии на вмещающую среду.

Если исходить из общей модели взаимодействия различных фаз флюида механизм образования алмазоносной трубки взрыва можно представить следующим образом. Процесс внедрения магмы начинается с восходящей миграции легких газов, водорода и гелия. Например, в кимберлитовой трубке «Удачная» в скважине № 42 дебит водорода составлял 10⁵ м³/сутки [1]. Легкие газы деформируют и разрушают кристаллическую решетку минералов вмещающих горных пород. Это создает благоприятную обстановку для инфильтрации воды. Диэлектрическая проницаемость воды при 20° С – 80,1; при 100° С – 56. При достижении критического давления в магматической камере происходит прорыв, по сути, по уже сформированной траектории.

Следовательно, для месторождений алмазов и всех типов (за исключением россыпных) рудных месторождений, а это: магматических, пегматитовых, карбонатитовых скарновых, альбититовых и грейзеновых, гидротермальных (более 80 % рудных месторождений относится к гидротермально-метасоматическому типу), гидротермально-осадочных, осадочных и метаморфогенных в процессе их образования присутствует вода.

Алмазоносные трубки взрыва относятся к залеченному типу РН. Залеченные зоны РН характеризуются низкими значениями коэффициентов отражения. Для залеченных зон РН различных месторождений рудной минерализации поля отраженных волн обладают значительным подобием (рис. 1). Для Джезказганского месторождения установлено явление струйной миграции рудных растворов. Это позволяет предполагать общий источник их формирования. В данном случае преобразование среды под действием флюида. При анализе волновых картин достаточно заметно увеличение рассеянной составляющей поля отраженных волн в области рудной залежи (рис. 1, a) и алмазоносной трубки взрыва (рис. 1, δ) в нижних частях временных разрезов. При этом сохраняются значительные по размерам фрагменты отражающих горизонтов осадочного разреза, в особенности для трубок взрыва.

На временных разрезах трубки взрыва представлены вертикальными областями хаотической сейсмической записи, интенсивным рассеянием отраженных волн. Накапливание рассеянной компоненты отраженных волн (рис. 2, δ) позволяет определить контуры трубки взрыва в пространстве и соответственно делать заключения о процессах способствующих образованию таких структурных форм. В данном случае причиной образования трубок взрыва, вероятно, является вторжение в земную кору флюида с преобладающим содержанием газовой фазы.



Рис. 1. *а* – Временной разрез МОГТ по профилю, проходящему через зону медистых песчаников (по Ф. А. Хабибуллину). Джезказганское месторождение [3]; *б* – Схематический геологический и временной разрезы по профилю, пересекающему кимберлитовую трубку «Восток» (по О. И. Калинину) [3]



Рис. 2. а – разрез земной коры через Мирнинское поле трубок по данным наблюдений способом дифференциальных зондирований [12]: 1 – глубины по данным отраженных волн; 2 – глубины по данным преломленных волн; 3 – разломы; 4 – коромантийная неоднородность. б – мигрированный разрез по региональному профилю 28 через Мирнинское поле трубок (наблюдения проведены с использованием взрывных источников возбуждения): а – широтный профиль 28 (результаты обработки ЦНИГРИ АО «Алроса») [3]; 1 – положение выхода на поверхность глубинных разломов; 2 – кимберлитовые трубки; 3 – контур Мирнинского поля трубок. в – временной разрез: типы возможных каналов вертикальной миграции флюидов. Западная Сибирь. Приуральская НГО Красноленинский свод Нефтегазоконденсатное месторождение. Динамически слабоинтенсивная аномалия сейсмической записи (по материалам С. Р. Бембеля, 2011)

В региональных исследованиях комплексирование ГСЗ (МОВЗ) с МОГТ позволяет делать прогнозные оценки изменений в фазовом составе флюида с глубиной. На сейсмическом разрезе (рис. 2, *a*) четко фиксируется вертикальная зональность параметров: V_p , V_s и V_p/V_s. Мирнинскому алмазоносному полю отвечает подъем кристаллического фундамента, которому соответствуют пониженные значения граничной скорости P-волны ($V_{\Gamma} = 6,0,6,1$ км/с). По отношению граничных скоростей Р- и S-волн (V_p/V_s) в пределах площади коэффициент Пуассона меняется в пределах 0,237-0,257, достигая максимальных значений на рудном (кимберлитовом) поле [3]. При этом увеличению коэффициента Пуассона на поверхности фундамента в осадочном чехле отвечают пониженные значения коэффициента Пуассона. Ниже по разрезу залегает граница К₁. Для неё наблюдается корреляция рельефа границы со значениями V_p/V_s . На поднятии значения V_p/V_s меньше 1,74. Пониженные V_p/V_s (1,74) фиксируются на всем участке погружения коры в районе рудного поля вплоть до границы Мохоровичича [3]. По данным В.Д. Суворова [12] понижение значений V_n/V_s объясняется изменением скорости S-волн. Наиболее вероятной здесь причиной пониженных значений V_p/V_s является повышенное содержание в горных породах газа, которое увеличивает рассеяние. Этим фактором объясняется опережающий рост значений скорости S-волн во всем диапазоне глубин земной коры (в зоне между сквозь коровыми разломами), относительно (пониженных) значений скорости Р-волн в средней и нижней частях коры. Влиянием газа также объясняются пониженные значения V_p/V_s под озером Байкал (H \approx 9-12 км). Эта область пониженных значений V_p/V_s (повышенные значения V_s) коррелируется с тепловой аномалией, вызванная остывающей интрузией [6].

Между сейсмическим разрезом ГСЗ (рис. 2, *a*) и временными (мигрированными) разрезами МОГТ (рис. 2, *б*) отмечается корреляция между структурой и скоростью с одной стороны и амплитудой рассеянных волн с другой. Осадочный чехол ($H \approx 1,7-3$ км) совпадает с горизонтальным слоем ($T_0 \approx 2$ сек), купольное поднятие на глубине 8 км (граница K₁) с центральной частью области интенсивной записи (T_0 около 3 сек), а всё облако интенсивной записи ($T_0 \approx 2,7-5,0$ сек) коррелируется с зоной распространения волновода выделенного по данным магнитотеллурических зондирований [11]. Поэтому совпадение области интенсивной записи и зоны волновода дает основание для интерпретации этого совпадения присутствием флюида с преимущественно жидкой фазой.

Граница К₂ совпадает конусовидной областью расширения интенсивной сейсмической записи ($T_0 \approx 8,5-9,0$ сек). Сходство картин отраженных волн на рис. 2, δ и рис. 2, a и их дает основание считать, что природа пережима флюидного потока на границе К₂ по аналогии с пережимом флюидного потока в осадочном чехле Западно-Сибирской платформы (рис. 2, e) может быть объяснена наличием относительно тонкого жесткого пласта. Только для трубки взрыва процесс струйной миграции флюида давно завершился тогда, как для иллюстрируемого временного разреза в Западной Сибири он продолжается в настоящее время. Подобие волновых картин служит подтверждением флюидного генезиса трубки взрыва. Косвенным аргументом флюидного вторжения может служить валообразных поднятий в нижней и верхней частях коры без разрыва корреляции отраженных и преломленных волн. В верхней части высокоскоростное валообразное поднятие вероятно служило резервуаром для накопления флюидов. В тоже время присутствие во всем интервале временного разреза интенсивных рассеянных волн (рис. 2, a) показывает, что этот экран впоследствии прорыва флюида стал проницаем.

Геологическая природа тонкого пласта на границе K_2 пока непонятна. Жесткие неоднородности в нижней-средней частях коры отмечены также на рудных полях Архангельской алмазоносной провинции [7]. Их мощность варьирует от 2 до 7 км (рис. 3). Граница K_2 в схеме реологии разрушения континентальной коры рассматривается как смена режима прерывистого скольжения на псевдопластическое течение. Возможно, что область развития псевдопластических деформаций (катаклаз) ниже границы K_2 служит резервуаром накопления флюида. Подобные очаги флюидонасыщенных катаклазированных пород (с аномально низкими значениями V_{p}/V_{s}) были установлены на Украинском кристаллическом щите и связаны с областями развития натриевых метасоматитов. Для натриевых метасоматитов основным типом деформаций пород является катаклаз, часто называемый «массовым» или «объемным» [2]. Он отличается тем, что минералы и их обломки обычно практически не испытывают перемещений или вращений относительно друг друга. Контуры участков проявления катаклаза укладываются в границы ореолов натриевых метасоматитов, а сами катаклазиты наиболее контрастно выражены среди метасоматитов внутренней зоны (альбититов). Альбититы макроскопически представляют собой монолитную и очень прочную породу, сохранившую текстурные особенности исходных пород. Натриевые метасоматиты характеризуются: – принадлежностью к зонам глубинных разломов мантийного заложения; - содержанием в заметных количествах водорода и углеводородов; - изометричной или эллипсовидной в плане и нередко воронкообразной (или каплевидной) в разрезе формой альбититовых тел [2]. На недавно открытом крупном урановом месторождении в пределах Новоконстантиновского рудного поля (УКЩ) при проведении горных работ неоднократно фиксировались газопроявления в виде тумана с характерным запахом газоконденсата. Газопроявления сопровождались возгоранием метана [8]. К этому нужно ещё добавить, что Кировоградский блок является перспективным для поисков месторождений коренных алмазов.



Рис. 3. Фрагмент разреза по профилю ГСЗ № 3. 1 – гранито-гнейсовый слой с пониженными значениями V_p; 2 – гранито-гнейсовый слой с повышенными значениями Vp; 3 – базальтовый слой; 4 – тектонические нарушения: а) первого порядка; б) второго порядка; 5 – сейсмические границы; 6 – физические параметры (V_p, км/с; σ, г/см3); 7 промежуточный очаг [7]

В работах [4-6] были выделены признаки рудных месторождений. Локализация залежей около жесткой неоднородности (пониженные или повышенные значения V_p/V_s), наличие зон гидротермально-метасоматических измененных пород (области повышенного рассеяния и градиентных значений V_p), обрамление месторождений или залежей наклонными разрывными нарушениями. Признаками отсутствия залежей являются области выхода открытых разрывных нарушений (аномально-низкие значения V_p и V_s , интенсивные отражения). Все перечисленные признаки для рудных месторождений флюидного генезиса имеют место в отношении алмазоносных трубок взрыва (рис. 1, 2 *a*, 3-4), что позволяет сформулировать следующие выводы.



Рис. 4. Фрагмент интерпретации профиля ГСЗ-МОВЗ «Вага – Белое море (по материалам Н. Г. Топорковой, 1990 г.). *А – унифицированный разрез Vp; Б – расчетные параметры сейсмонасыщенности (Zc). Zc – количество преломляющих границ и точек обмена в элементарной ячейке разреза (H = 10 км, X = 10 км) [7]*

- 1. Образование алмазоносных трубок взрыва можно рассматривать как одну из форм гидротермально-метасоматического преобразования пород.
- 2. Поисковые критерии для поисков трубок взрыва аналогичны поисковым признакам для рудных месторождений флюидного генезиса.

- 1. Гаврилов В. П. Происхождение нефти. М. : Наука, 1986. 176 с.
- 2. *Геологические* структуры эндогенных урановых рудных полей и месторождений. М.: Недра, 1986. 231 с.
- 3. *Караев Н. А., Рабинович Г. Я.* Рудная сейсморазведка. М.: ЗАО «Геоинформмарк», 2000. 366 с.
- Кузин А. М. Разработка методики прогноза залежей флюидального генезиса по данным сейсмических методов // Прикладная геофизика (50 лет ВНИИГеофизике). – М. : Недра, 1994.– Вып. 131. – С. 396-406.
- 5. *Кузин А. М.* Некоторые особенности интерпретации волновых полей в зонах разрывных нарушений // Геофизика. 1999. № 5. С. 3-15.
- 6. *Кузин А. М.* О возможной природе относительно низких значений параметра V_p/V_s рудных залежах флюидного генезиса // Геофизика. 2012. № 2. С. 7-15.
- 7. *Кутинов Ю. Г., Чистова З. Б.* Иерархический ряд проявлений щелочноультраосновного магматизма Архангельской алмазоносной провинции. Их отражение в геолого-геофизических материалах. – Архангельск : ОАО «ИПП «Правда Севера», 2004. – 284 с.
- Лукин А. Е. Создание учения о нефтегазоносных кристаллических массивах насущная проблема геологии XXI века // Дегазация Земли и генезис нефтяных месторождений. К 100-летию со дня рождения П.Н. Кропоткина – М. : ГЕОС, 2011. – С. 405-441.

- Люхин А. М., Серокуров Ю. М., Калмыков И. В. Отражение кимберлитовых тел Далдынского поля в материалах аэро- и космических съемок // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. – Воронеж : Воронеж. гос. ун., 2003. – С. 536-538.
- 10. *Малов А. И.* К вопросу о механизме формирования месторождения алмазов им. Ломоносова // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. Воронеж : Воронеж. гос. ун-т, 2003. 90-95 с.
- 11. Поспеева Е. В. Глубинное строение юга Восточной Сибири по результатам магнитотеллурических зондирований // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. – Воронеж : Воронеж. гос. ун-т, 2003. – С. 326-330.
- 12. Суворов В. Д. Глубинные сейсмические исследования в Якутской кимберлитовой провинции. – Новосибирск : Наука, 1993. – 234 с.

УДК 550.834.05

ОБ ОСОБЕННОСТЯХ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ АЛМАЗОНОСНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

А. М. Кузин

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

Существуют различные гипотезы образования алмазов на докембрийских платформах: импульсы дегазация исходящие от жидкого ядра [13]; различной глубиной плавления водонасыщенных силикатных и карбонатных осадков в раннепротерозойских зонах субдукции и соответственно возникновением расслоиности магм [17]. В работе [11] процессы кимберлитообразования связываются с активизацией глубинных разломов на древних кратонах с мощной корой и уходящими в мантию до глубин порядка 150-200 км «корнями». Основным породообразующим минералом кимберлита является оливин (более 75 % от общего состава). Согласно эмпирической закономерности [19] области промышленной алмазоносности наблюдается только на архейских кратонах в зонах пересечения региональных разломов.

Ни одна из предложенных гипотез не объясняет взаимосвязь алмазоносности с именно с архейскими кратонами. В качестве наиболее вероятных причин могут выступать изменение основности пород и фазового состава флюида. На рис. 1, а представлены графики отношения средних скоростей V_p/V_s от глубины для докембрийских и палеозойских платформ. Они различаются обратными по отношению друг другу зависимостями, что свидетельствует о кардинальной перестройке распределения упругих свойств в консолидированной коре. С точки зрения литологии принципиальных различий в консолидированной коре платформ не обнаружено. Для средней и нижней частей консолидированной коры по данным анализа скорости продольных и поперечных волн различий в вертикальной зональности их распределения также отмечается. Параметр V_p/V_s функционально связан с коэффициентом Пуассона, который зависит от трещиноватости и пористости, чем от минерального состава пород. Такая интерпретация V_p/V_s согласуется с изменением степени гидратации земной коры в процессе её эволюции (рис. 1, б) и находит подтверждение в характере распределения значений V_n/V_s на разрезе земной коры (рис. 2), где значения V_p/V_s последовательно увеличиваются сверху вниз, с запада на восток (от нефтяных месторождений к газовым [2]) и отображают направление развития процесса водонасыщения земной коры [8].



Рис. 1. Обобщение сейсмических и гидрогеологических исследований земной коры: a - графики зависимости отношения средних скоростей продольных и поперечных волн (V_{cp}/V_{cs}) от мощности консолидированной коры, $K(h) = V_{cp}/V_{cs}$ [5]; $\delta - \nu$ зменение степени гидратации земной коры по мере ее эволюции [18], с сокращениями

Гидратация земной коры сопровождается её преобразованием (рис. 1, δ), часть свободной воды переходит в связанную [18]. По последним данным стабильный уровень мирового океана, несмотря на интенсивное таянье ледников и высвобождение огромного объема воды вызван значительным поглощением воды континентальной земной корой [21]. Причем области интенсивного водообмена коррелируются с нефтегазоносными районами, а щиты докембрийских платформ в основном находятся в области отсутствия водообмена.

По сути графики V_p/V_s отражают результат процесса конвекции в земной коре и мантии. Насыщение земной коры водой может оказывать очень сильное воздействие на активизацию тектоники, достаточно вспомнить реакцию геосреды на заполнение водой водохранилищ, при том, что в масштабах коры это тончайшая пленка. Анализ химического и изотопного состава природных газов землетрясений, происходящих при заполнении водохранилищ, показал, что изотопный состав этих газов отвечает глубинам тектонических землетрясений [3]. Вода, заполняя трещинно-пористое пространство, блокирует процесс миграции газов к поверхности Земли. Результаты глубокого бурения свидетельствуют о длительном в геологическом времени существовании флюидных систем в зонах разрывных нарушений консолидированной коры.



Рис. 2. Сейсмический разрез фрагмента геотраверса оз. Тенгиз – море Лаптевых в изолиниях V_p/V_s , составленный по данным из [2]. $A - V_p/V_s < 1,71$; $B - V_p/V_s < 1,69$

Гидратация коры ведет к её погружению и соответственно активизации процессов в верхней мантии. Восходящие потоки порождают платформенные депрессии, проявляющиеся в покровных излияниях базальтов с последующим развитии трапповых формаций [14]. На флюидоупорах на различных глубинных уровнях формируются области аномально высоких давлений, последовательный их прорыв флюидом ведет к образованию трубок взрыва, внедрению гидротермально-метасоматически переработанных ультраосновных пород – кимберлитов. Судя по обилию твердых обломков в кимберлитах и лампроитах, причем также и в дайках, значительной серпентинизации пород, снижение вязкости среды происходило преимущественно за счет газообразно-жидкой фазы флюида, а не расплава [1]. Об этом свидетельствуют формы трубок взрыва (рис. 3). В работе [15] обосновывается возможность рост алмазов в кимберлитах в условиях высоких флюидных давлений, значительно превосходящих литостатическое давление. В качестве флюидоупоров служат относительно более жесткие или упругие неоднородности (см. статью 1, рис. 2). Накоплением на них флюидом упругой энергии и её разрядкой, возможно, объясняется импульсный характер тектонической активизации. Триггерным эффектом, как и во многих процессах, служат, по-видимому, планетарные явления.



Рис. 3. Структура волнового поля по данным региональных исследований МОВ-МОГТ (a) и сеймогеологическая модель земной коры Накынского кимберлитового поля (б): 1 – терригеннокарбонатные образования платформенного чехла; 2 – гранито-гнейсовый комплекс; 3 – гранулитбазитовый комплекс; 4 – образования верхней мантии; 5 – породы-мантийно-корового диапира базит-ультрабазитового состава; 6 – базит-кимберлитовые породы тектоно-магматической зоны; 7 – кимберлитовые трубки; 8 – разрывные нарушения платформенного чехла и фундамента; 9 – предполагаемая деструктивная граница между мантийно-коровым диапиром и тектономагматической зоной; 10 – значения скорости продольных волн и величина их флуктуаций в м/с [7]. В – содержание алмазов в трубках взрыва Золотницкого поля в зависимости от мощности прорываемых рифейских отложений [16]

На воздействии перегретых вод основано замещение огромного объема сиалической части фундамента и осадочного чехла трапповыми формациями и перераспределения кремнезема в земной коре [12]. Таким образом, гидратация земной коры и её не равномерность приводят к гравитационной нестабильности и соответственно тектонической активизации и преобразованию консолидированной коры, уменьшению газонасыщенности с глубиной и увеличению содержания кремнезема в верхней части коры.

Помимо огромных давлений формирование алмазов определяется высоким уровнем восстановленности и минимальным соотношением водорода к углероду. Вода является единственным возможным растворителем для алмаза. Поэтому для их сохранности необходим быстрый, со скоростью более 1 м/сек, подъем магмы. В работе [16] предложена модель образования алмазов для месторождения им. Ломоносова в Архангельской области. В ней сохранение алмазов обеспечивается за счет испарения подземных вод инфильтрационного происхождения в вендском базальном горизонте осадочного чехла. На стадии прорыва происходит охлаждение на 700-800° С, которое сопровождается испарением объема воды, превышающий объем расплава в 7 раз [16]. Эта модель согласуется с гипотезой гидровулканического образования алмазов [20], по которой за счет быстрого подъема «сухого» магматического расплава через породы консолидированной коры и быстрого прорыва осадочного чехла с достаточным для сохранения алмазов охлаждением расплава подземными водами. По мнению [16] в силу недостаточной водонасыщенности рифейских отложений они не дают возможности реализации одного мощного взрыва для прорыва расплава, заставляя его продвигаться посредством ступенчатых газовых прорывов. В результате этого алмазы в условиях длительного насыщения «сухого» расплава водой рифейского комплекса при недостаточно быстром охлаждении окислялись (рис. 3, в).

Однако здесь не находит объяснение отсутствие следов термального воздействия на контактах трубок взрыва с вмещающей средой, а также полная серпентинизация кимберлита. Отсутствие зоны измененных пород на контакте объясняется большим количеством воды, охлаждающим расплав, что выглядит не совсем убедительным. Трудно представить, что при снижении температуры на 700-900° С и давлении 22,5 МПа и при огромной агрессивности воды не образуется, пусть даже незначительная (в масштабах процесса), зона измененных пород. Это также противоречит результатам лабораторных исследований по фильтрации воды сквозь раскаленную породу [11]

Если исходить из общей модели взаимодействия различных фаз флюида механизм образования алмазоносной трубки взрыва можно представить следующим образом. Процесс внедрения магмы начинается с восходящей миграции легких газов, водорода и гелия. В кимберлитовой трубке «Удачная» в скважине № 42 дебит водорода составлял 10^5 м³/сутки [4]. Легкие газы деформируют и разрушают кристаллическую решетку минералов вмещающих горных пород. Это создает благоприятную обстановку для инфильтрации воды. Диэлектрическая проницаемость воды при 20° С – 80,1; при 100° С – 56. Чем выше по разрезу, тем меньше температура и больше влияние диэлектрической проницаемости воды. При достижении критического давления в магматической камере происходит прорыв, по сути, по уже сформированной траектории.

Флюид передает сверхвысокие давления с глубинных уровней к поверхности при этом для стационарности (поддержания высокого давления) процесса необходимо фрагментация канала миграции флюида. Эту роль промежуточных экранов выполняют жесткие неоднородности различной природы. Схожий процесс наблюдается при вулканизме (рис. 4).



Рис. 4. Тектономагматическая модель встречных ослабленных зон на фоне сейсмотомографического изображения скоростной структуры КГВ (ключевской группы вулканов) в аномалиях $V_p(a), V_s(b): 1$ – изолинии абсолютных значений скорости $Vp(\kappa m/c); 2$ – вулканы; 3 – гипоцентры ВТ (вулканонотектонических) землетрясений; 4 – зоны конических и кольцевых ослабленных зон; 5 – магматические очаги. На разрезе в аномалиях Vp белым штрихом ограничена область высокого разрешения; цифры отражают значения параметра Vp/Vs. [6]

Скопления очагов землетрясений фиксируют область накопления и разрядки напряжений, соответствующие концентрации флюида. Модель общего механизма в развитии геологических явлений, основанная на различии воздействия флюида в газообразной и жидкой фазах на геосреду была предложена в [9, 10]. Дегазация и конвекция флюида обеспечивают, соответственно накопление упругой энергии (газовая фаза флюида) и разрушение (вода). В этом отношении образование трубок взрыва вписывается в общую схему: накопление флюида на промежуточных экранах с последующим его прорывом на поверхность. Так как и для образования месторождений углеводородов и рудной минерализации резервуар должен иметь клапаны или «отдушину», которые обеспечивает перепад давления и соответственно заполнение резервуара флюидом.

Заключение. Инфильтрация воды в континентальную кору может являться источником тектонической активизации, проявляющейся в форме траппового магматизма, образования диатрем, Накопление критической массы воды в земной коре вызывает гравитационную нестабильность, погружение нижней коры в мантию и её преобразование и как следствие вторжение флюидного потока, пронизывающего земную кору.

- 1. *Барышев А. Н.* Периодическое размещение алмазоносных систем и смежные проблемы геологии // Отечественная геология. 2006. № 6. –С. 20-35.
- 2. Булин Н. К., Егоркин А. В. Региональный прогноз нефтегазоносности недр по глубинным сейсмическим критериям. – М. : Центр ГЕОН, 2000. – 194 с.
- Войтов Г. И., Абдувалиев А. К., Абдуллаев А. У., Газалиев И. М., Денисов С. А., Орлова Т. Г., Осика Д. Г. О некоторых особенностях газового режима подземных вод сейсмически активных областей // Гидродинамические предвестники землетрясений. М.: Наука, 1984. С. 129-155.
- 4. Гаврилов А. А. Сходство и различия структурной позиции алмазоносных районов Северо-Западного региона РФ и Северо-Восточного региона Китая // Тектоника, геодинамика и рудогенез складчатых поясов и платформ : Материалы XLVIII Тектонического совещания. М. : ГЕОС, 2016. С. 85-90.
- 5. *Егоркин А. В.* Многоволновые глубинные сейсмические исследования // Геофизика. 1996. № 4. 25-30 с.
- 6. *Ермаков А. А., Гарагаш И. А., Гонтовая Л. И.* Модель тектоно-магматических процессов в Ключевской группе вулканов (по геолого-геофизическим данным) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2014. № 2. Вып. 24. С. 116-129.
- 7. Караев H. A., Я. Я., Борис Е.И., Максимкина Биезайс Л. В. Транскоровая сейсмогеологическая модель Накынского кимберлитового Якутской поля алмазоносной провинции // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. – Воронеж : Воронеж. гос. ун-т, 2003. - C. 293-296.
- Кузин А. М. Пространственно-фазовая локализация месторождений углеводородов и отображение конвергентности процессов флюидизации в геологической среде по сейсмическим данным // Дегазация Земли и генезис нефтяных месторождений. К 100летию со дня рождения П. Н. Кропоткина. – М. : ГЕОС, 2011. – С. 276-301.
- 9. *Кузин А. М.* О некоторых общих свойствах флюида в геологических процессах, явлениях и закономерностях (к обоснованию единой системы геолого-геофизического изучения недр). Часть 1 // Георесурсы, Геоэнергетика, Геополитика. 2015. Вып. 2(12). http://oilgasjournal.ru/top-pages/last-issue.html
- 10. *Кузин А. М.* О некоторых общих свойствах флюида в геологических процессах, явлениях и закономерностях (к обоснованию единой системы геолого-геофизического изучения недр). Часть 2 // Георесурсы, Геоэнергетика, Геополитика. 2015. Вып. 2(12). http://oilgasjournal.ru/top-pages/last-issue.html

- 11. Летников Ф. А. Флюидный режим эндогенных процессов в континентальной литосфере и проблемы металлогении // Проблемы глобальной геодинамики : Материалы теоретического семинара ОГГГТН РАН, 1998-1999 гг. – М. : ГЕОС, 2000. – 246 с.
- 12. *Макаренко Г.* Ф. Периодичность базальтов, биокризисы, структурная симметрия Земли. – М. : Геоинформмарк, 1997. – 97 с.
- 13. *Маракушев А. А.* Происхождение Земли и природа её эндогенной активности. М. : Наука, 1999. 250 с.
- 14. *Маракушев А. А.* Новая модель формирования платформенных депрессий и приуроченных к ним стратиформных рудных месторождений // Проблемы рудной геологии, петрологии, минералогии и геохимии. М. : ИГЕМ РАН, 2004. С. 11-25.
- 15. Маракушев А. А., Бобров А. В. Генетические типы алмазоносных пород // Геология алмаза настоящее и будущее. Воронеж. : изд. Воронеж. ун-та, 2005. С. 528-541.
- 16. *Малов А. И.* К вопросу о механизме формирования месторождения алмазов им. Ломоносова / Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. Воронеж : Воронеж. гос. ун-т, 2003. 90-95 с.
- 17. Сорохтин О. Г., Митрофанов Ф. П., Сорохтин Н. О. Глобальная эволюция Земли и происхождение алмазов. М. : Наука, 2004. 269 с.
- 18. *Яковлев Л. Е.* Инфильтрация воды в базальтовый слой земной коры // Труды ГИН РАН. М. : Наука, 1999. Вып. 497. 200 с.
- 19. *Clifford T. N.* Tectono-metallogenic units and metallogenic provinces of Africa // Earth Planet. Sci. Lett. 1966. № 1. P. 421-434.
- 20. *Lorenz V.* Explosive volcanism of West Sifel volcanic field, Gemany // Proceeding 3 the Intern. Kimberl. Conf.. Elvisier. 1984. P. 299-307.
- Reager J. T., Gardner A. S., Famiglietti J. S., Wiese D. N., Eicker A., Lo M.-H. A decade of sea level rise slowed by climate-driven hydrology. Science. – 2016. – № 351(6274). – C. 699-703.

УДК 550.34

ПОСТРОЕНИЕ ТРЕХМЕРНОЙ СКОРОСТНОЙ МОДЕЛИ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ РАЗРЕЗА

Н. В. Кулакова, К. А. Окунева

Пермский государственный национальный исследовательский университет, г. Пермь, Россия

При проведении сейсморазведочных работ большую важность приобретает учет неоднородностей, имеющихся в ВЧР, которые в значительной мере создают помехи и тем самым затрудняют решение геологических задач. Для исключения влияния ВЧР вводятся статические поправки, но для того чтобы рассчитать статическую поправку необходимо изучить скоростное строение верхней части разреза. Чем сложнее строение ВЧР, тем более детально нужно изучать ее скоростное строение.

В настоящее время при изучении ВЧР широко используются времена первых волн, регистрирующихся в первых вступлениях (начальной части записи) на сейсмограммах ОГТ. На кафедре геофизики разработана технология формирования и обработки временных полей первых волн, результатом которой является создание однороднослоистых скоростных моделей в каждой точке наблюдения [1].

Целью данной работы является построение 3-х мерной скоростной модели верхней части разреза по результатам обработки временных полей первых волн.

В качестве объекта исследований выбрано Шершневское месторождение (рис. 1). Шершневское поднятие представляет собой одну из структур Соликамской депрессии Пре-

дуральского краевого прогиба. В центральной части депрессии находится Верхнекамское месторождение калийных и магниевых солей, каменной соли и природных рассолов, а ниже по разрезу частично залегают нефтегазоперспективные отложения, связанные с зоной развития Камско-Кинельской системы впадин.



Рис. 1. Расположение Шершневского месторождения

Построение 3D модели проводилосьв рамках геоинформационной системы ArcGIS 9.3 (ESRI, США) с использованием модуля Target (Geosoft, Канада). Модуль позволяет обрабатывать большой объем информации, включая наземные и скважинные наблюдения (геологические, геохимические и геофизические) и визуализируя их в виде планов, графиков, разрезов и 3D моделей. Отличительной особенностью построения скоростной модели в Target является использование геостатистических методов интерполяции и возможность вырезания определенного объема пространства (участка скоростной модели) между несколькими поверхностями наблюдения [2].

В качестве исходной информации для построения скоростной модели ВЧР Шершневской структуры использовались результаты интерпретации сейсмических материалов метода преломленных волн по ряду профилей (рис. 2).



Рис. 2. Скоростной разрез по одному из профилей

Для построения модели была создана БД TargetDrillholeDatabase (рис. 3), которая включала в себя:

- базу данных collar (определяла положение точек наблюдения в трехмерном пространстве);

- базу данных assay (содержала одномерные скоростные модели среды).

New_Collar.gdb New_Y1.gdb										
✓ A2250	Assay	DH_From	DH_To	Ų	DH_East x	DH_Northy	DH_RL z	Mask	<u> </u>	l
26.0	×	0.00	98.00	2312.00	478966.3	575924.8	80.0	1		l
27.0	×	98.00	166.00	3054.00	478966.3	575924.8	-3.0	1		
28.0	×	166.00	235.00	3467.00	478966.3	575924.8	-71.5	1		
29.0	×	235.00	299.00	3933.00	478966.3	575924.8	-138.0	1		
30.0	×	301.00	389.00	4370.00	478966.3	575924.8	-216.0	1		

Рис. 3. Базаданных Target Drillhole Database

Трехмерная интерполяция скоростных данных осуществлялась с помощью инструмента Voxel методом кригинг с использованием линейной вариограммы.

Анализ скоростного строения разреза на Шершневской структуре проводился по данным сейсморазведки 2D. Шаг между пунктами составлял 250 м. Была проведена стандартная обработка временных полей первых волн по отдельным профилям наблюдений и построены трехмерные скоростные модели V(x, y, H) изучаемой территории (результаты построения трехмерной скоростной модели представлены на рис. 4).

Сопоставление скоростных характеристик разреза с распределением литолого-стратиграфических разностей показывает, что наибольшими значениями скоростей (до 6000 м/с) характеризуются соляные отложения (PdKS). Низкоскоростные породы (2000-3500 м/с) приурочены, как правило, к зонам развития четвертичных отложений (Q). Породы терригеннокарбонатной и соляно-мергельной толщ характеризуются промежуточными значениями скоростей (3500-4500 м/с).

Наблюдается закономерное воздымание кровли высокоскоростных пород в направление с юга на север (рис. 4, *a*). В пределах структуры выделяются также отдельно локальные участки резкого увеличения мощности высокоскоростных пород (например, выделенные участки на рис. 4).



Рис. 4. Трехмерная скоростная модель ВЧР

Анализ трехмерной скоростной модели ВЧР свидетельствует о существенном изменение скоростей, как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях, что требует детального учета скоростных неоднородностей ВЧР при проведении сейсмических наблюдении МОВ на территории Шершневской структуры.

- 1. *Митюнина И. Ю., Спасский Б. А., Лаптев А. П.* Первые волны на сейсмограммах МОВ и изучение верхней части разреза. Геофизика. 2003. № 5. С. 5-12.
- 2. *Target* for ArcGIS v.3.0 Tutorial. // Geosoft Inc. 2008.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ЭПИЦЕНТРЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОМ АВЛАКОГЕНЕ

В. Г. Кучма

Институт геофизики им. С. И. Субботина Национальной академии наук Украины, г. Киев, Украина

В последнее десятилетие зарегистрирована серия локальных землетрясений на платформе в пределах территории Украины. Так в центральной части Днепровско-Донецкого авлакогена (ДДА) 14 мая 2010 г. в 23 часа 16 мин. произошло сейсмическое событие, отнесённое к землетрясениям. Сведения о проведении промышленного взрыва отсутствуют; $\varphi_{3n} = 49,51^{\circ}$ N, $\lambda_{3n} = 35,376^{\circ \circ}$ E, $m_b = 2,3$ и $h_0 = 3$ км рассчитаны по записям станций, расположенных в интервале эпицентральных расстояний $\Delta_{3n} = 330-556$ км в полосе Az = 53-289°.

По данным обработки записей сейсмических станций Главного центра специального контроля (ГЦСК) $\varphi_{3\pi} = 49,55^{\circ}$ N, $\lambda_{3\pi} = 34,52^{\circ}$ E, $m_b = 3,0$, $h_0 = 10$ км. Согласно результатам расчёта, по записям крымских и российской станций $\varphi_{3\pi} = 49,40^{\circ}$ N, $\lambda_{3\pi} = 34,92^{\circ}$ E, эпицентр находится на расстоянии 35 км от г. Полтава.

Сейсмическое событие в ДДА тектонического происхождения зарегистрировано 3 февраля 2015 г. $m_b = 4,5$. Очаг находится на глубине 10 км в северной части ДДА на границе Полтавской и Сумской областей. При определении параметров землетрясения в Германском научно-исследовательском центре геонаук (GFZ) использованы данные о времени вступления P-волны на 29 станциях ($\Delta_{3n} = 650-988$ км, Az = 136-334°). По данным ГЦСК (станции на $\Delta_{3n} = 352,8-460,9$ км, Az = 261-274,8°) и GFZ координаты эпицентра совпадают: $\varphi_{3n} = 50,65°$ N, $\lambda_{3n} = 34,22°$ Е. Средние значения координат, полученные с учётом данных станций ГЦСК, GFZ и GSRC (Центра геофизических наблюдений РАН), 50,608° N, 34,205° E, глубина очага 10 км.

Результатом изучения земной коры сейсмическими методами на тектонических картах в пределах ДДА, кроме краевых разломов, отделяющих грабен от краевых зон, отмечены крупные региональные разломы на границах центральной и прибортовой частей грабена с амплитудой около 5 км.

На ряде профилей ГСЗ отмечено резкое изменение строения коры при переходе от Украинского щита (УЩ) к грабену (ДДА), скачкообразное сокращение мощности коры от 48-50 до 34-40 км и погружение фундамента на глубину 10-12 км.

Разломы земной коры выделены по резким смещениям сейсмических горизонтов, изгибам изолиний скоростей и точкам дифракции. В рельефе поверхности кристаллического фундамента отмечены выступы и впадины, ограниченные тектоническими нарушениями. Крупные структуры разделены разломами, которые пересекают всю кору и коррелируются с тектоническими нарушениями, выделенными по геологическим данным.

Эпицентр землетрясения 3 февраля 2015 г. находится в районе пересечения северного краевого разлома ДДА Глуховской зоны разломов, совпадающей по направлению с Криворожско-Кременчугской зоной разломов, вытянутой в меридиональном направлении. Эта «мегазона» кинетически сшивает не только западную и восточную части щита, но, возможно более крупные сегменты Восточно-Европейской платформы. Лебединская субмеридиональная зона разломов проходит через центральную часть ДДА почти до г. Полтава.

Эпицентр сейсмического события 14 мая 2010 г. находится в районе глубинного разлома между центральной и южной прибортовой частями ДДА.

Записи и спектрограммы промышленных взрывов и локальных землетрясений с $m_b = 3,5-4,5$, зарегистрированных сетью станций ГЦСК на расстояниях до 500 км, обладают ярко выраженными особенностями, позволяющими установить природу сейсмических событий. Идентификация сейсмических событий с $m_b = 2,5-3,0$ с достаточной степенью надёжно-

сти возможна при использовании записей в пунктах наблюдения, расположенных на более близких расстояниях от источников – до 350-400 км.

Эпицентр землетрясения 3 февраля 2015 г. ($m_b = 4,5$) находится на границе северной прибортовой и бортовой зон ДДА. Не исключена вероятность возникновения в будущем деформационных процессов, вызывающих подвижки среды и землетрясения с магнитудой аналогичного уровня, на других участках северного краевого разлома, в частности, в районе его пересечения с Лебединским разломом.

Очаг землетрясения 14 мая 2010 г. ($m_b = 3,0$) расположен на глубине 3 км на южной границе центральной зоны ДДА. Слабые землетрясения могут происходить в районе пересечения этой границы субмередиональной зоной разломов, расположенной между Миргородом и Полтавой.

Станции существующей системы сейсмологических наблюдений практически не регистрируют сигналы от слабых событий, эпицентры которых находятся в левобережной части территории Украины. Это связано с тем, что при распространении сейсмических волн через зоны тектонических нарушений (в частности, вдоль одной из них расположено русло реки Днепр) происходит интенсивное затухание энергии колебаний.

Для накопления данных об уровне сейсмичности в разных районах Восточно-Европейской платформы в пределах территории Украины чрезвычайно актуальным является расширение базы сейсмологических наблюдений, в частности, в центральной части ДДА. В то же время, по имеющимся данным, можно наметить связь между расположением эпицентров локальных землетрясений с зонами разломов земной коры и, в определённой мере, с местами разработки полезных ископаемых.

УДК 550.837:551.24(477)

АНОМАЛИИ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ СЕЙСМОАКТИВНЫХ РЕГИОНОВ ЮГА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ НА ТЕРРИТОРИИ УКРАИНЫ

А. Н. Кушнир, Т. К. Бурахович, Б. И. Ширков

Институт геофизики им. С. И. Субботина Национальной академии наук Украины, г. Киев, Украина

Территория Украины относится к регионам со слабой сейсмической активностью, малыми скоростями сейсмотектонических деформаций, неравномерно распределенными по площади землетрясениями различной энергии, вплоть до сильных. Так, на территории Украинского щита (УЩ) в 2011 и 2013 гг. произошли землетрясения (M = 3,9 и 4,5) вблизи г. Кривой Рог Днепропетровской области. Подземные толчки зафиксированы также вблизи г. Купянск Харьковской области. В пределах стабильных структур УЩ, Волыно-Подольской плиты (ВПП) и Днепрово-Донецкой впадины (ДДВ) известно проявление локальных землетрясений с большим разбросом M от 2,0÷5,3. УЩ, как и другие щиты, характеризуется существованием слоя с пониженной скоростью в интервале глубин 4-17 км, который предположительно является областью концентрации эпицентров верхне коровых землетрясений [1].

На территории платформенной части Украины выделены регионы: а) Донбасса и восточной части ДДВ; б) восточная окраина Ингулецко-Криворожской шовной зоны в районе Криворожско-Кременчугской разломной зоны; в) западная часть Приазовского мегаблока; г) юго-западная окраина УЩ и его склон; д) северная часть Волынского мегаблока, в которых установлена взаимосвязь землетрясений с аномальнопроводящими структурами земной коры и верхней мантии [2]. Основное количество сейсмических событий приурочено к Коростенской (параметры аномалий по результатам 3D моделирования: интервал глубин (H) – 15-30 км, удельное электрическое сопротивление (ρ) – 30 Ом·м), Черновицко-Коростенской (H = 6-30 км, $\rho = 5-20$ Ом·м, H = 70-120 км, $\rho = 25-30$ Ом·м), Кировоградской (H = 10-30 км, $\rho = 1-30 \text{ Ом} \cdot \text{м}$), Приазовской (H = 0,1-10 км, $\rho = 10-100 \text{ Ом} \cdot \text{м}$) и Донбасской аномалиям электропроводности. Соответствие высокопроводящих зон в земной коре и верхней мантии распространению гипоцентров землетрясений подтверждает связь сейсмичности с проявлением глубинных флюидных процессов.

Сейсмические события на территории западной части УЩ и ВПП проявились с силой сотрясений выше 5 баллов [3], их магнитуда соответствовала 4,2-5,3. По результатам 3D геоэлектрического моделирования [2] в недрах Могилев-Подольского и Новоднестровского сейсмоопасного участка выделена проводящая структура в земной коре на глубинах от 3 до 5 км с $\rho = 10 \text{ Ом} \cdot \text{м}$, от 15 до 30 км с $\rho = 30 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ и верхней мантии от 50-70 км до 120 км с $\rho = 30 \text{ Ом} \cdot \text{м}$. Приповерхностные проводящие зоны приурочены к сочленению глубинных Подольского, Немировского, Жмеринского и других разломов.

Глубинность Подольского разлома подтверждается и другими геофизическими методами. По сейсмологическим данным отмечается смена мощности земной коры и скоростного разреза мантии. Именно с резким изменением глубины границы М (на 5-15 км) связывают возникновение сейсмичности. Геоэлектрическая модель характеризуется подъемом кровли проводника вдоль субширотного простирания Сокиряны–Могилев–Подольский на глубину 50 км. Следы недавнего подъема мантийных флюидов и аномалия теплового потока, достигающего 80 мВт/м², установлены в [4]. Разломы северо-восточного и северо-западного простирания проявляют активность в неоген-четвертичное время [5], что свидетельствует о возможности образования новых зон сейсмической активности.

Эпицентры Криворожских землетрясений находятся на восточной окраине Ингулецко-Криворожской шовной зоны, в районе Криворожско-Кременчугского разлома – в сложном тектоническом узле пересечения разноориентированных разрывов. Здесь отмечено резкое увеличение мощности земной коры (от 38 до 53 км) и ступенеобразное погружение всех отражающих сейсмических горизонтов [6]. К тому же в районе Криворожско-Кременчугского глубинного разлома зафиксировано увеличение расслоенности коры и верхней мантии. В геоэлектрическом отношении исследуемый район относится к восточной границе региональной Кировоградской аномалии электропроводности [7].

Только за 1992 год в Приазовском регионе было зарегистрировано 12 землетрясений в диапазоне $M = 2 \div 3,8$ с глубинами очагов $H \approx 10$ км. Цепочка морских эпицентров вытянута вдоль диагонального северо-восточного направления, параллельно береговой линии и связана с тектоническими нарушениями в фундаменте южного края ВЕП. Землетрясение 31.06.2006 г. может быть приурочено к Бердянско-Кальмиусскому тектоническому разлому. Сейсмические зондирования показывают, что Приазовский массив характеризуется повышенной расслоенностью в верхней части коры до 10 км [1]. В земной коре западной части Приазовского мегаблока существуют области аномальной электропроводности в земной коре в интервале глубин от поверхности до 2 км с $\rho = 10$ Ом·м и от 2 км до 10 км с $\rho = 100$ Ом·м по результатам 3D моделирования [2].

На основе оценки сейсмического потенциала Восточно-Европейской платформы (ВЕП) с использованием комплексной типизации Земли [8], было установлено, что ДДВ выделяется как одна из сейсмоопасных зон. Для нее характерна широкая полоса северо-западного простирания, в которой прогнозируется диапазон магнитуд: $M_{\text{max}} = 3,0-7,3$. Наиболее напряженная сейсмическая ситуация связана с юго-восточной частью впадины.

В ДДВ и Донецком складчатом сооружении выделены обширные области высокой электропроводности [9] с суммарной продольной проводимостью от 500 до 20000 См в недрах земной коры. Наиболее проводящие области находятся на глубине 2 км в пределах Донбасса, в то время как глубинная (10 км) простирается вдоль ДДВ далеко за пределы Донбасса, до г. Полтава. Она представляет собой чередование слабо (1000 См) и сильно (10000 См) проводящих участков.

К осевой части Донбасской аномалии электропроводности тяготеют очаги Новодарьевского (I = 6), Калиновского (I = 5) и Ровеньковского (I = 4-5) землетрясений. Последний приурочен к одноименному тектоническому разлому. В пределах ДДВ также имеются данные по четырем тектоническим землетрясениям. Наиболее сильное из них имело магнитуду M = 3,5 и I = 5-6 баллов, H = 6 км.

Пограничные районы ВЕП и ее окружение характеризируются Карпатской, Ренийской, Тарханкутской и другими аномалиями Крымского региона. Все они также хорошо коррелируют с очагами местных землетрясений произошедших на территории юго-западной Украины. Тарханкутская аномалия, кроме того, достаточно неплохо соответствует сейсмическим событиям, произошедшим в акватории Черного моря и на территории Крыма.

Один из обзоров результатов глубинных геоэлектрических исследований Евразийского региона [10] дает возможность предположить существование пояса электропроводящих структур в земной коре, который коррелирует с северной ветвью Альпийско-Гималайского подвижного пояса [11]. Этот пояс расчленяется на несколько ветвей, в том числе одна из них Добруджинско-Крымско-Кавказская. Она протягивается от Северной Добруджи, продолжается в Крыму, на Большом Кавказе и через Апшеронский порог прослеживается в Копетдаге до меридиана Урала.

Эпицентры землетрясений Северной Добруджи (Тулча, Измаил, Рении, Килия) сосредоточены на границе неглубокозалегающей аномалии высокой электропроводности (от 1 до 10 км с $\rho = 10$ Ом·м), полученной по результатам 3D моделирования, которая территориально совпадает с местоположением Фрунзенского разлома и его пересечению с Кагул-Измаильский краевым швом. Очаги этих сейсмических событий (наблюденная интенсивность землетрясений достигает 6 [12] и 7-8 баллов [13], а глубина очагов предполагается от поверхности и до 11-33 км) залегают выше полномасштабной аномалии высокой электропроводности на глубинах от 40 до 60 км с $\rho = 10$ Ом·м. Эпицентры землетрясений [13] на северном склоне Преддобруджского прогиба также совпадают с расположением аномалии высокой электропроводности сложной конфигурации в интервале глубин от 1 и до 40 км с $\rho = 2-10$ Ом·м. Северная граница проводящего слоя в верхней мантии на глубинах от 110 до 160 км простирается субширотно и расположена территориально между Чадырлунгским и Болградским разломами. По Саратскому разлому происходит смещение на 30 км этой границы на юг, где она далее возможно продолжает субширотное простирание в акватории Черного моря.

В 3D геоэлектрической модели северо-западной части Черноморского шельфа и о. Змеиный на глубинах 20-100 км проявляется проводящая структура, которая в моделе представлена субширотным проводником с $\rho = 25$ Ом·м [14]. Его суммарная продольная проводимость составляет 3200 См. Аномалия электропроводности занимает промежуточное положение между разломами: региональным Печенга-Камена, который, возможно, является продолжением в Черном море линеамента Тейсейра-Торнквиста, на юге и Килийским на севере, ее осевая часть отвечает Сулинской зоне разломов. Данные моделирования согласуются с представлениями об аномалиях электропроводности (Тарханкутской и Ренийской) в северо-западной части Черного моря [15-16].

Основная сейсмичность (до 5-6 баллов) Крымско-Черноморского региона связана с сейсмогенной зоной, тянущейся вдоль континентального склона Черного моря 50-километровой полосой и частично захватывающей шельф и Южный берег Крыма. Зона выражена 3,5-километровым перепадом рельефа от горных вершин до абиссали Черного моря и почти 15-километровым перепадом тектонического рельефа по мел-кайнозойским отложениям.

В акватории северо-запада Черного моря на глубинах от 2,5-3,5 до 10 км с $\rho = 1-100$ Ом·м, обнаружена сеть гальванически связанных между собой в основном вытянутых структур различной ориентации в пространстве, которые соответствуют разломным зонам: Николаевской, Одесской и продолжению Болградской (вдоль Каркинитско-Северокрымского прогиба севернее Тарханкутского полуострова), где и соединяется с верхней частью одноименной аномалии на глубинах 5-10 км с $\rho = 5$ Ом·м.

В недрах Крымского полуострова аномалия электропроводности на этих глубинах простираются субширотно вдоль северной части Тарханкутского полуострова до Салгирско-Октябрьского разлома, затем по нему смещается на юг и занимает практически всю центральную часть степного Крыма (от восточной части Новоселовского поднятия и Альминской впадины до Корсакско-Феодосийского разлома, от юго-западного ограничения Сивашского грабена до разломных структур, разделяющих Горный Крым и Скифскую плиту. Далее на восток прослеживается уменьшение ρ до 1 Ом·м на глубинах 2,5-12 км вдоль Северо-Керченской зоны.

Южнее (продолжение аномалий Добружского региона и северо-западного шельфа Черного моря) обнаружена мощная субширотная аномалия на границе кора-верхняя мантия с дифференцированным распределением ρ от 10 до 100 Ом·м как по латерали, так и по вертикали между 30 и 60 км. До пересечения (с запада на восток) с Николаевским субмеридианальным глубинным разломом возможен локальный подъем на глубинах от 16 до 30 км с ρ 100 Ом·м, затем она меняет направление на юго-восточное и оконтуривает Крымский полуостров. На юго-востоке Керченского полуострова и прилегающей акватории Черного моря обнаружена аномалия изометрической формы на глубинах 30-60 км ($\rho = 10$ Ом·м). Глубинная часть Тарханкутской аномалии (запад Каркинитско-Северокрымского прогиба и Тарханкутского вала) проявляется на 60-100 км с ρ 100 Ом·м.



Рис. 1. Схема аномалий электропроводности по данным [2, 7, 9, 14-16] и эпицентров землетрясений (данные www.isc.ac.uk за период от 2008 по 2012 гг. с M = 2-4). Косая штриховка – контуры аномалий электропроводности: КО – Коростенская; КИ - Кировоградская; ПР – Приазовская; ЧК – Черновицко-Коростенская; ЯВ – Яворовская; РН – Ренийская; ДО – Донбасская; ТР – Тарханкутская; КР – Крымская (Степного Крыма, Горного Крыма и Керченская); КА – Карпатская

Одна из основных ролей, ответственных за образование электропроводящих слоев в земной коре и верхней мантии, принадлежит флюидам. Вся юго-западная окраина ВЕП изобилует аномальными объектами высокой электропроводности в недрах земной коры, а распределение электропроводности в верхней мантии отражает положение зоны сочленения древней ВЕП и молодой Скифской плиты.

Учитывая повышенный тепловой поток [17], аномалии электропроводности в верхней мантии и на разных глубинах коры, положительную мантийную аномалию гравитационного поля [18], проявление в верхней мантии субвертикальной мантийной колонки в интервале (29-30° в. д.) × (45-46° с. ш.) [15], полученной по данным 3D P – скоросной модели [19], как следа прохождения глубинного флюида, можно объяснить сейсмическую активность Добружского региона проявлением мантийного плюма и связанных с ним флюидов.

Зоны проявления сверхглубинных флюидов, полученные по данным сейсмотомографии [19], аномалиям высокой электропроводности в земной коре и верхней мантии (результат квази-3D и 3D моделирование), повышенному тепловому потоку [17] и распространению гипоцентров землетрясений, подтверждают связь сейсмичности Крымского региона с проявлением коллизионных процессов.

Геофизические исследования последних десятилетий указывают на широкое распространение в консолидированной земной коре континентов сейсмических и геоэлектрических неоднородностей. В их образовании основная роль принадлежит флюидам и глубинным флюидным системам. Ареной развития деформаций в флюидонасыщенных зонах консолидированной коры являются, в основном, их верхние части. Очаги коровых землетрясений концентрируются, в большинстве случаев, над верхней кромкой и в верхних частях электропроводящих слоев.

- 1. *Трипольский А. А., Шаров Н. В.* Литосфера докембрийских щитов северного полушария Земли по сейсмическим данным. Петрозаводск : КНЦ РАН, 2004. 159 с.
- 2. *Кушнир А. Н., Кулик С. Н., Бурахович Т. К.* Сейсмичность платформенных регионов Украины в областях аномалий электропроводности // Физика Земли. – 2013. – № 3. – С. 1-10.
- 3. *Кутас В. В., Кендзера А. В., Омельченко В. Д.* Проявления сейсмичности в XVIII-XX вв. и потенциально сейсмоопасные зоны западной части Украины // Геофизический журнал. 28. 2006. № 4.– С. 3-15.
- 4. Гордиенко В. В., Гордиенко И. В., Завгородняя О. В. Украинский щит // Геофизика, глубинные процессы. Киев : Корвин пресс, 2005. 210 с.
- 5. *Палиенко В. П.* Новейшая геодинамика и ее отражение в рельефе Украины. Киев : Наук. Думка, 1992. 115 с.
- 6. *Кутас В. В., Омельченко В. Д., Дрогицкая Г. М.* Криворожское землетрясение 25 декабря 2007 г. // Геофизический журнал. 31. 2009. № 1. С. 42-52.
- 7. *Кулик С. Н., Бурахович Т. К.* Трехмерная геоэлектрическая модель земной коры Украинского щита // Физика Земли. – 2007. – № 4. – С. 21-27.
- Рейснер Г. И., Иогансон Л. И. Региональный прогноз потенциальной сейсмичности и нефтегазоносности // Бюлл. МОИП. отд. геол. – Москва : 1999. – Т. 74. – Вып. 3. – С. 3-13.
- 9. *Бурахович Т. К., Кулик С. Н.* Модель электропроводности земной коры Украины // Физика Земли. 2000. № 10. С. 48-56.
- 10. *Kulik S. N.* High Conductivity Anomalies in the Continental Earth Crust // Proceedings of the Institute for Basic Research. K. : Znannia, 2004. P. 14-19.
- 11. *Хаин В. Е.* Тектоника континентов и океанов (год 2000). М. : Научный мир, 2001. 606 с.
- 12. Пустовитенко Б. Г, Кульчицкий В. Е., Пустовитенко А. А. Новые карты общего сейсмического районирования территории Украины. Особенности модели долговременной сейсмической опасности // Геофизический журнал. 28. – 2006. – № 3. – С. 54-77.
- 13. *Кутас В. В., Омельченко В. Д., Остроухова О. А.* Эпицентры землетрясений на югозападе Украины // Геофизический журнал. – 2005. – Т. 27. – № 6. – С. 962-969.
- 14. *Кушнир А. Н., Ширков Б. И.* 3D геоэлектрическая модель о. Змеиный Геодинаміка // Науковий журнал. 2013а. № 2(15). С. 198-200.
- 15. *Бурахович Т. К., Кулик С. Н.* Квазитрехмерная геоэлектрическая модель тектоносферы Крыма // Геофизический журнал. 1999. № 3. Т. 21. С. 123-126.
- 16. Старостенко В. И., Бурахович Т. К., Кушнир А. Н., Легостаева О. В., Цветкова Т. А., Шеремет Е. М., Шумлянская Л. А. Возможная природа сейсмической активности

недр Преддобруджского прогиба и Северной Добруджи // Геофизический журнал. – 2013. – Т. 35. – № 1. – С. 61-74.

- 17. Kutas R. I., Kobolev V. P., Tsvyashchenko V. A. Heat flow and geothermal modl of the Black sea depression Tectonophysics. 1998. Vol. 291. P. 91-100.
- 18. *Кабан М. К.* Гравитационная модель коры и верхней мантии Северной Евразии. Российский журнал наук о Земле. – 2001. – Т. 3. – № 2. – С. 143-163.
- 19. Цветкова Т. А., Бугаенко И. В. Сейсмотомография мантии под Восточно-Европейской платформой: мантийные скоростные границы // Геофизический журнал. 34. 2012. № 5. С. 161-172.

УДК 550.34

УНИВЕРСАЛЬНЫЙ АЛГОРИТМ РАСПОЗНАВАНИЯ ОБРАЗОВ РОЕВЫХ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЕЙ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В СОВРЕМЕННОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ РЕГИОНА СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ И ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ

И. Н. Литовченко, В. С. Лютикова

Институт сейсмологии МОН РК, г. Алматы, Республика Казахстан

Рассматривается универсальный алгоритм распознавания образов роевых последовательностей землетрясений в современной сейсмичности региона Северного Тянь-Шаня и прилегающих территорий. Такой алгоритм неоднократно апробировался в некоторых исследованиях авторов ранее [1, 8, 11]. Сейсмичность региона Северного Тянь-Шаня и прилегающих территорий исследовалась авторами за период 1960-2015 г. на предмет возникновения и распределения роевых последовательностей землетрясений. Ранее, в работах [1, 6, 8, 11] описывался процесс распознавания роевых последовательностей землетрясений. Было подробно представлено возникновение и распределение таких последовательностей в разных сейсмоактивных регионах. На современном материале о сейсмичности региона Северного Тянь-Шаня и прилегающих территорий, представляется аналогичный подход для выявления особенностей распознавания, возникновения и распределения «роевых последовательностей» за период 2008-2015 гг. Приведены результаты выявленных роевых последовательностей землетрясений за этот период. Еще раз отмечается универсальность данного алгоритма для различных сейсмоактивных регионов.

Отметим, что «рой землетрясений» выражается в увеличении числа слабых толчков в некоторой локальной зоне земной коры с последующим постепенным его уменьшением. Известно, что «рои» образуются в очаговых зонах землетрясений с M = 6-7 за несколько лет до основного толчка [1-6, 10-11]. Пространственные размеры «роев», примерно, равны размерам эпицентральных зон сильных землетрясений. «Рои» наряду с «форшоками» образуют прогностические последовательности сейсмических событий, которые можно использовать для прогноза сильных землетрясений, отсюда возникает необходимость их своевременного распознавания [6, 11]. Для решения этой задачи предлагалось использовать метод графической кластеризации временных последовательностей событий (МГКл) [1, 11].

Авторами исследований [6] отмечается, что «рои землетрясений» – это особый вид проявления сейсмической активности, когда за достаточно короткое время, в течение нескольких суток от 1 до 5-15 суток (редко более длительное время), в одном и том же месте, на ограниченной площади, происходит большое количество землетрясений, как правило, малых энергетических классов, характерных для фоновой сейсмичности региона. Но, в отличие от «афтершоковой последовательности», «роевые последовательности землетрясений» не всегда имеют главное событие старшего энергетического класса, а также характерного затухания энергии событий во времени [6]. Физическая природа возникновения «роев» не ясна. Они возникают, как в зонах континентальной сейсмичности (например, на Кавказе), так и в зонах субдукции (Курило-Камчатская зона) [6]. Иногда в тех областях, где в прошлые годы имели место сильные землетрясения, обнаруживаются «рои», а иногда нет [1, 6, 11].

В настоящем исследовании применялся в качестве исходных данных каталог землетрясений [7]. Теоретическим методом выделения «роевых последовательностей» событий выступал следующий подход. Пусть за время T на ограниченной территории происходит N землетрясений a(11), a(12), ..., a(NN). Каждое из этих событий характеризуется набором параметров, часть из которых может повторяться (координаты, магнитуда, и т. п.), другие же не повторяются никогда. Всегда можно составить матрицу R состояний (1), симметричную с нулевой диагональю (имея в виду, что в общем случае матрица R может быть многомерной) [1].

$$R = \begin{bmatrix} a_{11} & a_{12} \dots & a_{1N} \\ a_{21} & a_{22} \dots & a_{2N} \\ \dots & \dots & \dots \\ a_{N1} & a_{N2} \dots & a_{NN} \end{bmatrix}.$$
 (1)

По общепринятым методам кластерного анализа, должны проанализировать соответствие элементов строк в (1) заданным правилам. Например, считаем, что если существует пространственная взаимосвязь и взаимообусловленность событий, то она должна выражаться через «расстояния» (евклидовы или другие) между событиями в *n*-мерном пространстве. Если известны географические координаты события, то в качестве меры взаимосвязи выбираем геометрическое расстояние между эпицентрами землетрясений. Считая, что наиболее взаимосвязанными являются те события, для которых межэпицентральные расстояния минимальны. После определения соответствия заданному правилу элементов матрицы (1) в заданном пространстве параметров (например, расстояние между событиями) наносим их на график и соединяем между собой линиями в последовательности, следующей из (1). При наличии взаимосвязи и взаимообусловленности событий в матрице (1) на графике образуются связанные древовидные структуры. Узлы каждого из таких деревьев, образуют кластеры, подобные рассчитанные другими методами кластерного анализа. МГКл [1] не требует дополнительных математических операций для кластеризации, и поэтому выполняется значительно быстрее, чем другие методы кластерного анализа. Вообще время проведения расчетов для МГКл пропорционально числу событий в выборке образующей матрицу (1). Очевидным преимуществом МГКл является то, что в анализируемом пространстве состояний допустимы пересекающиеся подмножества. Такие ситуации могут возникнуть при анализе временных последовательностей событий, когда существуют кластеры, время жизни которых меньше интервала всей выборки. Использовали МГКл для выделения «роев» в Каталоге землетрясений [7] на Северном Тянь-Шане и прилегающих территориях за 2008-2015 гг. [7], применяемом в Институте сейсмологии РК. Предварительно в каталоге [7] были выделены афтершоки по алгоритму [4]. В дальнейших расчетах эти события не принимались во внимание. Представительность каталога [11] не равномерна во времени и в пространстве. Так для территории, ограниченной координатами 40-45° N и 70°-85° E в 2008-2015 гг. представительными являются землетрясения с $K \ge 8$ (M = 2,2). В дальнейших расчетах не выходим за пределы этого района. Выбор этой территории обусловлен тем, что здесь раньше происходили сильные землетрясения с $M \ge 7-8$ (Верненское 1887 г., M = 7,5, Чиликское 1889 г., M = 8,4, Кеминское 1911 г., M = 8,3). В анализируемом каталоге [11] отмечено более 87 землетрясений с $M \ge 5$, в том числе: Сарыкамышское 1970 г., M = 6,8, Жаланаштюпское 1978 г., M = 6,8, Байсорунское 1990 г., *M* = 6,3. Здесь по долгосрочному прогнозу [1-3, 11] в 2016-2017 гг. ожидается период активизации сейсмической активности, и могут произойти сильные землетрясения.

Во-первых, определили численные характеристики «роев», как последовательности землетрясений пригодные для их описания и распознавания роев в каталоге. Это представля-

ется важным, поскольку, не были известны объективные критерии для распознавания и выделения «роев». В общих чертах, процесс образования «роя» можно идентифицировать с процедурой пространственного группирования сейсмических событий. Некоторые, самые общие, качественные характеристики группирования для землетрясений с $K \ge 9$ (M = 2,8) на территории Северного Тянь-Шаня приведены в [8]. Здесь за радиус вероятного группирования принимали 15 км. При этом количество группирующихся землетрясений составило 10 % от размера выборки. Исследовался каталог [7] на способность образовывать компактные группы событий вводя ограничивающее правило при расчете матрицы (1). Оказалось, что устойчивые кластеры-группы размером не более 20'-25' угловой меры (т. е. размеров очаговых зон землетрясений с M = 6-7 на изучаемой территории) образуются, если расстояние между событиями $L \le 10'$.

Следующая характеристика «роев землетрясений» связана с числом землетрясений в «рое» (или группе). Легко показать, что вероятность попадания трех случайных событий в площадку радиусом равным L = 10' столь мала, что ей можно пренебречь. Поэтому принимали за «рой» группу, в которой число землетрясений $N \ge 3$, без ограничения N по максимальной величине. Результаты расчетов по МГКл [1] с учетом L и N показали, что «рои» действительно группируются вблизи зон, в которых на изучаемой территории происходили землетрясения с $M \ge 5,5$. Однако их распределение в пространстве имеет большую дисперсию, что указывает на необходимость введения еще одной характеристики для более строгого описания роя. Известно, что «рои» могут быть и короткоживущие (минуты, часы), так и долгоживущие (месяцы и даже годы). Поэтому их нельзя характеризовать ни числом событий N, ни временем жизни «роя» TIs («life swarm»). Более объективной характеристикой является время между землетрясения в «рое» Тт.

По представленным теоретическим обоснованиям и методам возникновения и распределения «роевых последовательностей землетрясений», а так же практическому алгоритму их распознавания [1, 11] на рис. 1 приведен результат работы программы распознавания «роев». Карта-схема (рис. 1) распознанных «роевых последовательностей землетрясений» регионов исследования, пространственно-временное распределение сейсмических событий («роев», «сильных»). Получен каталог распознанных «роевых последовательностей землетрясений» для каждого сейсмоактивного региона за период 2008-2015 гг.



Рис. 1. Карта-схема распределения общего количества роевых последовательностей событий за 2008-2015 гг. на территории исследования 40-45° N, 70-85° E, распознанных в сейсмичности региона

В результате исследования параметров «роевых последовательностей землетрясений», получили три численные характеристики, по которым можно объективно распознавать «рои» в каталоге землетрясений на Северном Тянь-Шане и прилегающих территорий. К ним относятся: число землетрясений в «рое» $N \ge 3$; пространственное расстояние между соседними событиями, образующими «рой» $L \le 10'$ в угловой мере; время между событиями в «рое» $0 < \text{Tm} \le 15-26$ дней. Используя эти ограничивающие численные значения, провели расчеты МГКл [1, 8-11] и составили каталог «роев» для территории Северного Тянь-Шаня, прилегающих территорий за период с 2008 г. по 2015 г. На всем интервале анализа принимали в расчет все землетрясения с $K \ge 7,0$.

Подробнее остановимся на рис. 1. В центре карт расположено озеро Иссык-Куль. По полученным результатам, наблюдается явная привязка пространственного распределения «роев» к основным тектоническим структурам региона. На рис. 1 представлен результат работы компьютерной программы, демонстрирующей развитие сейсмического процесса во времени. При визуальном просмотре четко видно, что «рои» возникают в эпицентральной зоне будущего сильного землетрясения за 10-15 лет до толчка и импульсивно появляются и исчезают. Эта особенность может служить для создания самостоятельной численной основы для прогноза землетрясений на Северном Тянь-Шане и прилегающих территориях. Каталог «роевых землетрясений» может служить основой для поиска «форшоков» и прогноза сильных землетрясений.

Выводы.

- 1. Разработан универсальный алгоритм и составлен пакет программ для выделения «роев землетрясений» методом графической кластеризации МГКл [1-11].
- Изучены статистические характеристики формирования «роев землетрясений» по данным Регионального каталога землетрясений [7], определены числовые характеристики для распознавания «роев»: число событий в «рое», расстояние между последовательными событиями и время между последовательными событиями.
- 3. По результатам расчетов составлен Каталог «роевых землетрясений» на Северном Тянь-Шане и прилегающим территориям, составлены программы и построены карты распределения «роев».
- 4. Показано, что «рои» возникают в эпицентральной зоне будущих сильных землетрясений за 10-15 лет до толчка и импульсивно появляются и исчезают. Эти особенности могут служить для создания самостоятельной численной основы для долгосрочного и краткосрочного прогноза землетрясений на Северном Тянь-Шане и прилегающих территорий.
- 5. В современных условиях активизации сейсмичности в регионе исследования становится объективно необходимым отслеживать «роевые последовательности землетрясений» в целях упреждения возникновения сильных землетрясений.

- 1. Казаков В. В., Литовченко И. Н., Паршуков М. Ю. Рои землетрясений на Северном Тянь-Шане // Прогноз землетрясений и глубинная геодинамика. 1997. С. 145-151.
- 2. Курскеев А. К. Землетрясения и сейсмическая безопасность Казахстана. 2004. 504с.
- 3. *Курскеев А. К., Абаканов Т. Д.* Ритмы и энергетика современных геодинамических и сейсмических процессов. 2007. 64 с.
- 4. Моги К. Предсказание землетрясения. 1988. 382 с.
- 5. Курскеев А. К. Проблемы прогнозирования землетрясений. М. : Наука, 1990. 264 с.
- 6. Славина Л. Б., Левина В. И., Бабанова Д. Н. Особенности возникновения и распределения роевых последовательностей землетрясений в сейсмоактивной зоне в акватории Тихоокеанского побережья Камчатки. (Электронный ресурс). http://www.emsd.iks.ru/konf091011/pdf/largesteqs/10.pdf
- 7. *Региональный* сейсмический каталог за 1770-2015 гг. / ГУ «СОМЭ КН МОН РК» (Сейсмологическая опытно-методическая экспедиция Республики Казахстан).

- 8. Литовченко И. Н., Чалова В. С. Исследовательский прототип программы графической кластеризации временных последовательностей событий // Материалы Конференции НПО. Новосибирск, 2009. 5 с.
- 9. Литовченко И. Н. Физические параметры очаговых зон сильных землетрясений земной коры Северного Тянь-Шаня и прилегающих территорий // Известия НАН РК. Серия геологическая. 2009. № 5. С. 59-67.
- 10. Литовченко И. Н. Соотношение сейсмичности с новейшими морфоструктурами Тянь-Шаня – (Электронный ресурс) // Ggeophysical Preprint Online http://www.wdbc.ru/GPO/2001
- 11. Чалова В. С., Литовченко И. Н. Распознавание образов временных последовательностей событий (на примере Северного Тянь-Шаня и прилегающих территорий). (Электронный ресурс). http://technic.itizdat.ru/docs/litira/FIL13674854000N905016001/

УДК 552(063)

ПЕТРОМАГНИТНОЕ КАРТИРОВАНИЕ ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ

Д. О. Минасян

Институт геофизики и инженерной сейсмологии им. акад. А. Назарова Национальной академии наук Республики Армении, г. Гюмри, Республика Армения

Многочисленные работы, посвященные обзору исследований о прикладном значении магнетизма горных пород, показывают перспективность применения палеомагнитных и петромагнитных методов для решения многих геологических задач [2, 3, 7]. Надежность геологической интерпретации магнитных аномалий непосредственно зависит от полноты и детальности наших знаний о магнитных свойствах горных пород данного региона. Петромагнитные карты в сочетании с геологическими картами могут содействовать решению ряд вопросов региональной стратиграфии, тектоники и вулканизма. В результате можно будет интерпретировать природу аномального магнитного поля глубинных разломов, а также рудоносных площадок, и определить наиболее перспективные участки данного региона. Сложность геологического картирования Армении связана с условиями формирования различных комплексов пород, что обусловлено многофазностью извержений большого количества вулканических центров [1]. Этим и обоснована перспективность проведения палеомагнитных и петромагнитных исследований территории Армении.

В настоящей статье представлена схематическая петромагнитная карта (χ), составленная по результатам петромагнитных и палеомагнитных исследований разнотипных пород фанерозоя территории Армении. В основу этой карты положены результаты палеомагнитных и петромагнитных исследований около 350 разрезов и обнажений (около 5000 образцов).

Выделение петромагнитных групп произведено по статистической характеристике магнитных параметров (In, χ и T_c), генетическому типу и составу пород. На карте представлено распределение отдельных групп пород, выделенных на основании проведенных измерений магнитных свойств пород и по данным геологической съемки территории Армении. По результатам измерений всей коллекции был проведен статистический анализ полученных данных на основе группирования образцов, как по величине, так и по их генезису и отдельным разрезам [8-10]. Для выделения групп был применен метод группирования по наиболее общим и устойчивым признакам. Были вычислены следующие параметры:

1) средне-арифметическое –
$$\bar{X} = \frac{\sum Xi}{N}$$
; X_i – значения χ образца, *N*-число образцов;

2) среднеквадратичное отклонение – $S = \sqrt{\frac{(Xi - \bar{X})^2}{N}}$; 3) коэффициент вариации – $V = \frac{S}{\bar{X}} \cdot 100 \%$; 4) мера случайных значений – $M_0 = \bar{X} - 3\left(Me - \bar{X}\right) = 3Me - 2\bar{X}$, M_e – медиана; 5) эксцесс распределения – $l = 100 \cdot \frac{S}{n} - 38,29$; n – объем выбора; 6) число выборки – $\sigma = \frac{42}{\sum n}$ значений, в интервале от $\bar{X} - \frac{1}{2}\sigma$ до $\bar{X} + \frac{1}{2}\sigma$.

Результаты этих вычислений приведены в таблице 1 (на первой строке значения магнитной восприимчивости, на второй – значения естественной остаточной намагниченности).

Таблица 1

		Магнитная восприимчивость $\chi \cdot 10^{-6} C\Gamma C$							
Тип пород, возраст	Число образиов	Естественная остаточная намагниченность $I_n \cdot 10^{-6} C \Gamma C$							
Bospaci	образцов	\bar{X}	S	V	M_{0}	l	l_{σ}		
Песчаник, порфирит, андезит Pg ₂ ¹	11	330-1420 1910-1960	4-490 370-850	12-34 4-36	340-760 1030-1850	5-13 5-38	0,6-1,2 0,2-1,8		
Туф, порфирит Pg 2 ²	68	120-1020 190-1300	16-107 100-680	5-21 8-45	128-1020 210-1270	5-21 8-45	0,4-1,3 0,7-2,6		
Песчаник, эффузивы Pg_2^3	22	190-770 870-960	55-146 350-670	19-29 40-73	210-800 810-1010	2-21 5-22	0,1-1,2 0,3-1,3		
Песчаники $Pg_3^1 - Pg_3^2$	16	76 150	14 120	18 120	58 30	5 24	0,5 2,3		
Андезито- базальты N_1^3	22	2350-5000 640-2400	340-490 180-230	5-14 9-35	3450-4760 460-2550	2-24 2-10	061-1,5 0,1-0,6		
Андезиты, долериты N_2^3	19	2490-5030 530-560	320-420 70-190	8-13 11-14	2520-5240 470-680	5-8 2-2,7	0,4-0,6 0,1-3,0		
Андезито-дацит, андезито базальт Q_2	76	1220-25400 580-1920	100-1190 130-700	1-16 11-50	1070-25400 520-2930	4-24 4-35	0,3-1,5 0,3-1,8		

Известно, что минералогический состав пород, в основном, зависит от температуры породообразующих процессов, нижняя граница которой и является Точка Кюри ферромагнитных минералов. Для большого числа образцов (~ 1/3 коллекции) были проведены термомагнитный и рентгенофазовый анализы, микроскопические исследования шлифов и аншлифов, были сняты кривые Irs(t), Irs(H), In(H), Iri(h), H'cs. Результаты этих исследований опубликованы в работах [4-6]. Значения точки Кюри для разнотипных и разновозрастных пород приведены в таблице 2.

В результате этих исследований породы фанерозоя Армении подразделены на три группы вне зависимости возраста: 1 – ферромагнитная фракция в основном представлена

магнетитом и титаномагнетитом вторичного происхождения; 2 – ферромагнитная фракция представлена магнетитом и маггемитом; 3 – ферромагнитная фракция в основном представлена маггемитом, который превращается в гематит.

Таблица 2

Возраст и тип пород	Число образцов	Ферромагнетики	Точка Кюри				
	16	MADUATUT DOMNATUT	550-575° C				
дациты туфы Q_2	10	Магнетит, темматит	600-640° C				
	0	Monyanyan munayayan anyanyan	550-575° C				
Андезито-дациты \mathcal{Q}_{1-2}	0	Магнетит, титаномагнетит	275° C				
Долериты	7	Магнетит	550-575° C				
андезито-дациты N_2^3	5	титаномагнетит	220-250° C				
Андезиты	5	Магнетит	525-580° C				
Липариты <i>Р</i> g ₃	7	титаномагнетит	550-575° C, 250° C				
			525-550° C				
Андезиты	4	Магнетит, магнетит-	200-250° С				
Порфириты Pg_2^3	7	титаномагнетит	525-575° C				
			550-575° C				
		Mariatur Turana	550-575° C				
Порфирит,	5	магнетит	200-250° C				
туфогенные породы Pg_2^2	6	магнетит Магнетит-маггемит	550-580° C				
			200° C				
Андезиты Pg_2^1	2	Магнетит-титаномагнетит	550-575° C				
Порфириты Cr	3	Титаномагнетит	525-550° C				
порфириты СГ2	5	маггемит	250-300° C				
Порфирити	5	Магнетит	550-570° C				
порфириты з 3	5	маггемит	300-350° С				
Песчаники		Магнетит	550-575° C				
Порфириты І	4	Титаномагнетит	525-550° C				
		маггемит	200-300° C				

Этим трем группам соответствуют следующие типы породы: 1 - эффузивы и разнотипные туфы четвертичного возраста; <math>2 - эффузивы и вулканогенные породы палеогена инеогена; <math>3 - вулканогенные, вулканогенно – осадочные и осадочные породы палеогена, триаса, юры и мела. Горные породы фанерозоя характеризуются широким интервалом изменений магнитных свойств от слабомагнитных (известняки, мергели, глины, песчаники) до $сильно магнитных (эффузивы и интрузивы). Значения <math>\chi$ и In в основном близки для однотипных, но удаленных друг от друга разрезов. Величины параметра Q для эффузивных образований из отдельных разрезов отличаются большим разбросом.

Величина χ осадочных пород (известняки, песчаники, глины, мергели, гравелиты, аргелиты) колеблется в интервале значений $1-300 \cdot 10^{-6}$ СГС. Вулканогенные породы (порфириты, туфобрекчии, туфопесчаники, туфоконгломераты, липариты, гранодиориты, плагиограниты) характеризуются, в среднем значениями χ от $60-1900 \cdot 10^{-6}$ СГС. Эффузивные породы (андезитовые, дацитовые и долеритовые лавы) отличаются высокими значениями $\chi -$ от 500 до $4000 \cdot 10^{-6}$ СГС и выше. Для составления петромагнитной карты территории Армении средние значения величин χ нанесены на геологическую основу [1]. Каждая точка соответствует среднему значению χ по трем и больше образцам. Редкие точки соответствовали значениям χ только по одному образцу. Все выделенные группы пород индексированы. В каждом индексе указывались величина физического параметра, состав пород и возраст.

На рис. 1 представлена схематическая петромагнитная карта Армении. На данной карте по величине χ довольно определенно выделяются границы осадочных, осадочновулканогенных и вулканогенных пород. Можно заметить и границы разновозрастных пород



Рис. 1. Схематическая петромагнитная карта территории Армении (масштаб 1:500 000)

В дальнейшем предполагается составление палеомагнитных карт естественной остаточной намагниченности In и палеошироты φ_m .

- 1. Геология СССР. Армянская ССР. Москва : Недра, 1970. Т. XLIII. 460 с.
- 2. Гончаров Г. И. Возможности палеомагнитного метода в решении некоторых вопросов четвертичной геологии // Настоящее и прошлое магнитного поля Земли. Москва, 1965. С. 227-234.
- Иванов Н. А. Использование палеомагнитных методов для определения некоторых элементов тектоники горных пород Урала // Глубинное строение Урала. – Москва, 1968. – С. 52-54.
- 4. *Минасян Д. О. Караханян А. К.* Некоторые петромагнитные и палеомагнитные характеристики неоген-четвертичных образований Армении // Магнетизм горных пород и палеомагнетизм. – Борок, 2011. – С. 112-117.
- 5. *Минасян Дж. О., Караханян А. К., Варданян А. А.* О датировке некоторых неогенчетвер-тичных эффузивов в Армении по палеомагнитным и радиологическим данным // Изв НАН РА. Серия Науки о Земле. 1995. № 1. С. 59-63.

- 6. *Минасян Д. О., Караханян А. К., Варданян А. А.* О некоторых особенностях ферромагнитного состава горных пород кайнозоя Армении // Изв НАН РА. Серия Науки о Земле. – 1994. – № 3. – С. 66-69.
- 7. Шолпо Л. Е. Использование магнетизма горных пород для решения геологических задач. – Ленинград : Недра, 1977. – 182 с.
- 8. *Шипунов С. В.* Основы палеомагнитного анализа: Теория и практика // Труды ГИН. М. : Наука, 1993. Вып. 487. 159 с.
- 9. Шипунов С. В. Статистика палеомагнитных данных // Труды, ГИН РАН. Москва : Геос., 2000. Вып. 527. 80 с.
- 10. Шарапов И. П. Применение математической статистики в геологии. Москва : Недра, 1965.

УДК 550.831.017

КОМПЛЕКСНАЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ДОКЕМБРИЙСКОЙ КОРЫ ЮГО-ВОСТОКА ВОРОНЕЖСКОГО МАССИВА ПО ДАННЫМ МЕТОДА ОТРАЖЕННЫХ ВОЛН, ГРАВИМЕТРИИ И ГЕОТЕРМИИ

М. В. Минц¹, В. Н. Глазнев², О. М. Муравина²

¹ Геологический институт РАН, г. Москва, Россия; ² Воронежский государственный университет, г. Воронеж, Россия

Целью нашего сообщения является характеристика глубинного строения докембрийской коры юго-восточной части Воронежского кристаллического массива (ВКМ) и восточной части Украинского щита Восточно-Европейской платформы (ВЕП) Строение коры этого региона представлено двумя объемными моделями, полученными с использованием данных сейсморазведки: 1) преломленных волн (ГСЗ), 2) отраженных волн (МОГТ). С опорой на обе модели рассмотрены некоторые аспекты эволюции средне-палеопротерозойского Восточно-Воронежского орогена, который фиксирует область кратковременного разрыва континентальной коры [5, 10]. Обсуждаются причины и источники как подобных друг другу, так и различающихся характеристик глубинных моделей, и намечены области их применения.

Трёхмерная комплексная геофизическая модель земной коры и верхней части мантии ВКМ получена с использованием комплексной инверсии геофизических данных, основанной на стохастическом описании взаимосвязей физических свойств среды: плотности, скорости продольных волн и теплогенерации пород [1-3, 7]. Для построения модели использованы результаты глубинных сейсмических зондирований методом преломленных волн [4], данные о гравитационном поле и поверхностном тепловом потоке изучаемого региона. Численные схемы решения трёхмерных задач реализованы в сферической постановке с учётом реального рельефа Земли. Методика обладает достаточной универсальностью и перспективна при исследовании строения коры и литосферы крупных регионов [8].

Объемная сейсмогеологическая модель коры базируется на материалах геологического картирования и результатах геологической интерпретации данных сейсмопрофилирования с использованием отраженных волн (МОГТ) по профилям 1-ЕВ и DOBRE. Методика структурно-геологической интерпретации сейсмических образов коры (картин сейсмических отражений) опирается на непрерывное и всестороннее совмещение данных по сейсмическому профилю с геологическими картами и другими материалами комплексных геологических исследований региона, пересекаемого профилем [5, 10].

В докладе представлены плотностные разрезы – сечения комплексной геофизической модели и результаты интерпретации сейсмических образов коры по геотраверсу 1-ЕВ и профилю DOBRE, положение которых показано на рис. 1. Совмещение в рамках объемной мо-

дели сечений по геотраверсу 1-ЕВ и профилю DOBRE выявили существенные детали геологического строения. Особенности нижнекорового «слоя» указывают на общность процесса андерплейтинга в пределах Хоперского блока и в сопредельной области Курского кратона. Области тектонического скучивания этого «слоя» и формирование аккреционного надвигоподдвигового структурного ансамбля на уровне «нижней коры» пространственно совмещены с надвиговым структурным ансамблем в верхней части, образованным тектоническими пластинами «средней коры» Хоперского блока, пород воронцовской серии и пород, слагающих Липецко-Лосевский пояс (рис. 2).



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙ ФАНЕРОЗОЙ Прикаспийская впадина: осадочные комплексы Воронцовский чешуйчато-надвиговый пояс. 2.2-2.02 млрд лет Днепрово-Донецкая впадина (авлакоген): вулканогенно-осадочные комплексы Воронцовский метатерригенный комплекс Липецко-Лосевская активная окраина, Измененные (разуплотненные) породы в обрамлении Днепрово-Донецкой впадины Сиениты и граносиениты Павловского и Хлебодаровского комплексов, 2.08-2.05 мард лет 2.1-2.02 млрд лет СТРУКТУРНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ Тектонические нарушения, преимущественно Граниты и плагиограниты Усманского и Анадольского комплексов, 2.10-2.09 млрд лет СЛВИГИ Взбросо-надвиги Лосевская серия: метавулканиты (амфиболиты), ~ 2.10 млрд лет Тектонические нарушения, проведенны границам магнитных и плотностных ан Донская серина: тоналито-гнейсы (предположительно, ~ 2.10 млрд лет) Архейские комплексы пород, частично перекрытые палеопротерозойскими породами воронцовской серии (Ростовский выступ) Границы овальных синформ, определяющих строение Прикаспийской впадины Геологические границы Структурные линии, проведенные по магиитным аномалиям: а - с указание наклона по 3-мерной модели, б - с неизвестной ориентировкой Гранулито-гнейсовые пояса (ГГП), ~2.2-2.05 млрд лет Ингулец-Кулажинский ГГП: преимущественно кондалиты Ингулец-Брянский ГГП: гранат-гиперстеновые гнейсы, кондалиты, эвлизиты ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ НА ГЛУБИННЫХ РАЗРЕЗАХ Ороген Кривого Рога - Курской магнитной аномалии (КМА), от ~2.6 до 2.04 млрд лет "Расслоенная нижняя к предположительно гранулит-базитовый комплекс ("зона рефлективити") Железорудные вулканогенно-осадочные пояса, 2.5-2.05 млрд лет "Коро-мантийная смесь" (область с малопр тяженными пакетами отражений, трансли щими в мантию структуры нижней коры) нслирую-АРХЕЙ Гранулито-гнейсовые ареалы (ГГА), 3.0-2.8 млрд лет Мантия (акустически прозрачная область) Границы стратиграфических подразделений в палеозойском разрезе Днепрово-Донецкой Курско-Бесединский (К-Б) и Приазовский ГГА, 2.86-2.82 млрд лет впадины Сейсмические отражения Славгородский ГГА (С), ~3.0 млрд лет; ГЕОТРАВЕРСЫ Гранит-зеленокаменные области, 3.6-2.9 млрд лет + + + Курская (ГЗО), 3.4-2.9 млрд лет Геотраверс 1-ЕВ Среднеприднепровская ГЗО и ее продолжение в Приазовье, 3.6-2.9 млрд лет Профиль DOBRE: ГСЗ - пунктир, Хоперский блок (фундамент воронцовской серии) Варваринская скважина Ð

Рис. 1. Геологическая карта юго-восточной части Восточно-Европейского кратона по [6]

Аналогичным образом была сформирована и комплексная модель по профилю DOBRE, показанная на рис. 3.

Окраина Курского кратона образует тектонический клин, вдавленный в восточном направлении на 150 км. Структура коры в пограничной области между двумя континентальными образованиями – Курским кратоном и Хоперским блоком, отвечает представлению о структурах типа «крокодил» (рис. 2).



Рис. 2. Геологические разрезы вдоль геотраверса 1-ЕВ в интервале 2900-3500 км: *а* – *структур*но-геологический разрез согласно [5, 6]; б – плотностной разрез по [3, 7], в – термический разрез литосферы

Совместный анализ результатов комплексного геофизического моделирования и геологической интерпретации картин сейсмических отражений (сейсмических образов) позволяет сделать следующие принципиальные выводы.

1. Представленные модели сообщают принципиально различную информацию и лишь частично совпадающую информацию о глубинном строении коры (глубина коро-мантийной границы и раздел Мохо, некоторые особенности распределения плотности пород).

2. Степень различий пород по плотности в более глубоких слоях коры резко снижается параллельно с закономерным ростом средней плотности с глубиной, что естественно отражает особенности сейсмической модели коры [9]. На общем региональном фоне по плотностным аномалиям в нижней коре резко выделяются глубокие впадины региона: линейная аномалия для ДДВ со значениями плотности до 3000 кг/м³ и изометричная для Прикаспийской впадины при значениях плотности до 2900 кг/м³. Линейная аномалия под



Рис. 3. Геологические разрезы по профилю DOBRE: а – структурно-геологический разрез согласно [6], рисунок сейсмических отражений заимствован из [Стовба и др., 2006]; б – плотностной разрез по [3, 7], в – термический разрез литосферы

ДДВ прослеживается и на уровне переходного слоя коры, где плотность достигает пиковых значений 3180 кг/м³. Возможно, эту глубинную аномалию плотности можно отождествить с наличием сохранившихся фрагментов корневой части Днепрово-Донецкой впадины.

3. Субгоризонтальная плотностная расслоенность континентальной коры накладывается на ранее сформированную геологическую структуру, плотностная дифференциация пород с глубиной уменьшается; особенности плотностной расслоенности в преобладающей степени определяются современным и относительно недавним состоянием коры, но могут быть нарушены в результате наиболее поздних деформаций.

4. Представления о нижней коре континентов как о «зоне рефлективити» и как о слое значительно повышенной плотности и скорости, на первый взгляд, подтверждаются сравнением моделей. Однако в участках размещения наклонных пакетов тектонических пластин отчетливо видно, что эти понятия не являются эквивалентными: нижняя кора – это наиболее глубинный и наиболее высокоплотный элемент субгоризонтальной плотностной расслоенности, в свою очередь, сейсмический образ зоны рефлективити преимущественно связан с процессами магматического андерплейтинга и интерплейтинга в обстановках рифтогенного растяжения и мантийноплюмовой активности. Аналогичные соотношения были продемонстрированы на примере Карельского кратона и Свекофеннского орогена на востоке Фенноскандинавского щита [9].

5. Объемная структурная сейсмогеологическая модель расширяет возможности реконструкции истории формирования коры и прогнозирования месторождений полезных ископаемых. Модель плотностной расслоенности характеризует современное состояние коры; мониторинг временных вариаций этой расслоенности является источником сведений о региональных и локальных изменениях напряженного состояния коры, что важно для предсказания природных и техногенных катастроф.

6. Фундаментальный вывод: высокий уровень уплотнения пород в коре под воздействием литостатической нагрузки невозможно объяснить на уровне «простых» представлений о метаморфизме и/или об уплотнении и компакции пород, базирующихся на лабораторных исследованиях образцов и расчетных моделях, что свидетельствует о существовании дополнительных и весьма мощных механизмов, которые обеспечивают обратимые изменения горных пород.

Исследования выполнено в рамках грантов РФФИ № 15-05-01214 и № 16-05-00975.

- 1. *Буянов А. Ф., Глазнев В. Н., Раевский А. Б., Скопенко Г. Б.* Комплексная интерпретация данных гравиметрии, сейсмометрии и геотермии // Геофизический журнал. 1989. Т. 11. № 2. С. 30-39.
- 2. Глазнев В. Н. Комплексные геофизические модели литосферы Фенноскандии Апатиты : «КаэМ», 2003. 252 с.
- 3. Глазнев В. Н., Минц М. В., Муравина О. М. Плотностное моделирование земной коры центральной части Восточно-Европейской платформы // Вестник Камчатской региональной организации Учебно-научный центр. Серия Науки о Земле. 2016. № 1 (29). С. 53-63.
- Глазнев В. Н., Муравина О. М., Дубянский А. И. Сейсмо-плотностная модель земной коры Воронежского кристаллического массива // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей : Материалы 42-ой сессии Международного семинара им. Д. Г. Успенского. – Пермь : Горный ин-т УрО РАН, Перм. гос. нац. исслед. ун-т, 2015. – С. 44-46.
- 5. *Минц М. В. и др.* 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. + 1 комплект цветных приложений. – М. : Геокарт; ГЕОС, 2010. – Т. 1. – 408 с. – 2010. – Т. 2. – 400 с.
- 6. Минц М. В., Буш В. А., Агеев С. Н. Строение и эволюция средне-палеопротерозойского Брянск-Курск-Воронежского внутриконтинентального коллизионного орогена (Во-

сточно-Европейский кратон) // Geodynamics & Tectonophysics (Геодинамика и Тектонофизика). – 2014. – Vol. 5. – Issue 3. – Р. 717-742. doi:10.5800/GT2014530151

- 7. *Муравина О. М.* Плотностная модель земной коры Воронежского кристаллического массива // Вестник Воронежского государственного университета. Серия Геология. 2016. № 1. С. 108-114.
- Муравина О. М., Глазнев В. Н. Методология построения комплексных моделей литосферы платформенных областей в условиях неполноты информации // III Школыконференции «Гординские чтения» : Материалы конференции. – М. : ИФЗ РАН, 2015. – С. 22-26.
- Glaznev V. N., Mints M. V., Muravina O. M., Raevsky A. B. and Osipenko L. G. Complex geological-geophysical 3D model of the crust in the southeastern Fennoscandian Shield: Nature of density layering of the crust and crust-mantle boundary // Geodynamics & Tectonophysics. – 2015. – Vol. 6. – Issue 2. – P. 133-170. doi:10.5800/GT-2015-6-2-0176.
- Mints M. V. et al. East European Craton: Early Precambrian history and 3D models of deep crustal structure // The Geological Society of America Special Paper 510. – 2015. – 433 p. ISBN 978-0-8137-2510-9 (pbk.).

УДК 550.34

СЕЙСМИЧНОСТЬ ТЕРРИТОРИИ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ МАЛОГО КАВКАЗА ЗА ПЕРИОД 2005-2015 ГГ.

Г. А. Мкртчян

Институт геофизики и инженерной сейсмологии им. акад. А. Назарова Национальной академии наук Республики Армении, г. Гюмри, Республика Армения

Исследуемая территория юго-восточной части Малого Кавказа с географическими координатами $\phi = 39^{\circ}00' \text{ N} \div 40^{\circ}50' \text{ N}$ и $\lambda = 45^{\circ}30' \text{ E} \div 47^{\circ}00' \text{ E}$ находится в центральном сегменте (Анатолия-Кавказ-Северный Иран) Средиземноморской складчатой активной зоны – в зоне столкновения Аравийской и Евразийской литосферных плит, чем и обусловлена сложная геотектоническая структура данной территории [1-2]. Историко-статистические данные за двухтысячелетний период, имеющиеся для данного региона, свидетельствуют, что на исследуемой территории произошли многочисленные разрушительные и сильные землетрясения [5]. Проводился ряд работ для детального исследования пространственно-времен-ногоэнергетического распределения сейсмичности данной территории за период от до Рождества Христа (РХ) до 2005 г. [3, 5-6] а также изучены структуры слабой сейсмичности территории [4]. Эти исследования показывают, что изучаемая территория имеет высокий уровень сейсмической активности. На рис. 1, а показано пространственное распределение эпицентров землетрясений, произошедших в пределах исследуемого региона за период от до Рождества Христа (РХ) до 2005 г. (рис. 1, а). Базой данных землетрясений на этот служил электронный унифицированный каталог, который включает огромную информацию об основных параметрах землетрясений, взятых из мировых, региональных, национальных и авторских каталогов [3-6]. Как видно из рис. 1, а наибольшее количество эпицентров как сильнейших, так и умеренных землетрясений, расположено в северо-западной части, в районе сочленения Мравского, Акеринского и Хонарасарского сегментов Памбак-Севанского глубинного разлома. В восточной части наблюдается цепочка эпицентров умеренных землетрясений, распределенных вдоль Мардакертского глубинного разлома с севера на юг, вплоть до стыковки с Нижнеараксинской шовной зоной скольжения. В юго-западной части эпицентры очагов умеренных землетрясений расположены вдоль западной части Физули-Горисской разломной зоны [3, 7].

В данной статье рассматривается сейсмичность территории юго-восточной части Малого Кавказа за период от 2005 года до 2015 года на основе сейсмологической базой данных Европейского Средиземноморского Сейсмологического Центра (ЕССЦ) [8]. Из базы данных выделены землетрясения, находящиеся в пределах исследуемой территории с вышеуказанными географическими координатами. Построена карта пространственного распределения эпицентров землетрясений по магнитудным группам, указанным на карте (рис. 1, δ).



Рис. 1. Пространственное распределение землетрясений по магнитудным группам и период наблюдений: *a) от до P.X. до 2005 года; б) от 2005 года до 2015 года*

Отметим, что сейсмичность в последнее десятилетие можно считать умеренной: максимальная магнитуда землетрясений составила ml = 4,7, количеством две (13.03.2005 г., ml = 4,7, $\varphi = 39^{\circ}92'$ N и $\lambda = 46^{\circ}14'$ E и 26.05.2015 г., ml = 4,6, $\varphi = 40^{\circ}77'$ N и $\lambda = 46^{\circ}69'$ E). Анализ пространственного распределения сейсмичности в период от 2005 г. до 2015 г. показывает, что по всей территории эпицентры распределены неравномерно, в основном накоплены в северной части исследуемого региона (как и на рис. 1, *a*) в области сейсмоактивных зонах Памбак-Севанского (PSSF) и Мардакертского (MF) глубинных разломов [7].

Рассчитано годовое распределение числа землетрясений разных классов K и суммарной сейсмической энергии ΣE в период от 2005-2015 гг. (табл. 1) и построен график распределения суммарного количества землетрясений (ΣN_K) и выделившейся энергии (E) по годам (рис. 2).

Таблица 1

		Кол	ичество						
K	7	8	9	10	11	12	N	$\log E$	E 10 ⁻¹¹
		Ді	апазонь	<u>Z</u> IN	IgL	$E \cdot 10$			
год	6,5-7,4	7,5-8,4	8,5-9,4	9,5-10,4	10,5-11,4	11,5-12,4			
2005	-	-	-	1	1	2	4	12,32	21,10
2006	-	-	2	1	-	-	3	10,08	0,12
2007	-	-	1	1	-	1	3	12,00	10,11
2008	-	-	-	2	1	-	3	11,08	1,20
2009	-	1	-	3	1	-	5	11,11	1,30
2010	-	2	2	3	5	-	12	11,73	5,32
2011	1	4	2	1	2	1	11	12,08	12,12
2012	-	-	-	1	2	-	3	11,32	2,10
2013	-	-	-	3	2	-	5	11,36	2,30
2014	-	-	2	3	1	-	6	11,12	1,32
2015	-	-	2	6	3	1	12	12,13	13,62
ΣN	1	7	11	25	18	5	67	12,32	21,10

Годовое распределение числа землетрясений разных классов *К* и суммарной сейсмической энергии Σ*E* в период 2005-2015 гг.



Рис. 2. График распределения суммарного количества землетрясений ($\sum N_K$) и выделившейся энергии (*E*) по годам в период за 2005-2015 гг.

Перерасчет магнитуд на энергетический класс проведен по формуле (1) Гутенберга-Рихтера [9]:

$$K = 1,8M + 4.$$
 (1)

Анализ временно-энергетического распределения сейсмичности показывает, что наибольшие значения высвобожденной сейсмической энергии зарегистрированы в 2005 г. ($E = 21,1\cdot10^{11} \text{ Дж}$) и 2015 г. ($E = 13,62\cdot10^{11} \text{ Дж}$), что обусловлено происшедшим землетрясением с магнитудой M = 4,7 и M = 4,6 соответствено. Наибольшее количество сейсмических событий ($\sum N = 12$) с сравнительно меньшим количеством высвобожденной энергией зарегистрировано в 2010 г. ($E = 5,3\cdot10^{11} \text{ Дж}$).

В результате исследований сейсмичности юго-восточной части Малого Кавказа за период от 2005 г. до 2015 г. показало:

- сейсмичность территории была неравномерной как по числу землетрясений, так и по выделившейся в их очагах суммарной сейсмической энергии. Максимальная магнитуда составила ml = 4,7, а высвобожденная сейсмическая энергия – $E = 21,1 \cdot 10^{11}$ Дж.
- северной часть исследуемой территории, а также восточные и юго-восточные области являются зонами наиболее высокой сейсмической опасности, при этом эти области выделяются не только сейсмической опасностью, но и сейсмической активностью.

- 1. Габриэлянц Г. А., Клещев К. А., Шеин В. С. Возможно нефтегазоносные бассейны Армении и их углеводородный потенциал // Ал. Геология Нефти и Газа. 2002. № 1. С. 21-30.
- 2. Габриэлянц Г. А., Джрбашян Р. Т. и др. Геология и минеральные ресурсы Нагорно-Карабахской республики. – Ереван-Степанакерт, 2011. – 286 с.
- Мкртчян Г. А., Геодакян Э. Г. Оценка сейсмической опасности юго-восточной части Малого Кавказа // Проблемы сейсмологии в Узбекистане. Инс. сейсмологии им. Г. А. Мавлянова Академии Наук Республики Узбекистана. – Ташкенд, 2010. – № 7. – С. 41-45.
- Мкртчян Г. А. Структура слабой сейсмичности территории юго-восточной части Малого Кавказа // Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных террито-рий : Материалы III Всероссийской молодежной геологической конференции. Уфа, 2015. С. 35-39.
- Мкртчян Г. А., Овсепян Н. В. Результаты исследований макросейсмических наблюдений сильнейших землетрясений юго-восточной части Малого Кавказа // Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий : Материалы III Всероссийской молодежной геологической конференции, г. Уфа 21-27 сентября 2015 г. – Уфв, 2015. – С. 39-43.
- 6. *Мкртчян Г. А.* Пространственно-временное и энергетическое распределение сейсмичности территории НКР // Научные труды 1-ой международной научной конференции молодых ученых, посвященной 70-летию основания НАН РА. Ереван : Изд. «Гитутюн», НАН РА, 2013. – С. 235-242.
- Karakhanian A., et al. Active Faults and Strong Earthquakes of the Armenian Upland, Historical and Prehistorical Earthquakes in the Caucasus // Kluwer Academic Publishers. – 1997. – P. 181-187.
- 8. EMSC (European Mediterranean Seismological Centre), http://www.emsc-csem.org.
- 9. *Gutenberg B. & Richter C. F.* Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration (second paper) // Bull. Seismol. Soc. Am. 1956a. № 46. P. 105-145.

СЛАБАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ СЕВЕРА РУССКОЙ ПЛИТЫ: УТОЧНЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ ГИПОЦЕНТРОВ СОВРЕМЕННЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

А. Н. Морозов^{1,2}, Н. В. Ваганова¹, В. Э. Асминг³, Я. А. Михайлова¹

¹ Федеральный исследовательский Центр комплексного изучения Арктики РАН, г. Архангельск, Россия;

² Федеральный исследовательский центр «Единая геофизическая служба РАН», г. Архангельск, Россия;

³ Кольский филиал Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН», г. Апатиты, Россия

Информация о тектонических землетрясениях на Восточно-Европейской платформе (ВЕП) всегда привлекает большое внимание исследователей. Во-первых, платформа характеризуется относительно слабой сейсмической активностью, и каждое землетрясение в силу своей уникальности становится объектом тщательного изучения. Во-вторых, до недавнего времени основными источниками знаний о сейсмичности платформы были письменные свидетельства за исторический период. В-третьих, высокий уровень урбанизации, наличие ответственных и экологически опасных объектов, крупных промышленных центров вызывают необходимость более внимательно отслеживать любые проявления сейсмических процессов на платформенных территориях.

С середины 90-х годов при активном содействии Геофизической службы РАН (ГС РАН) на ВЕП стали развиваться региональные сейсмические сети с целью инструментального наблюдения за динамикой тектонических, техногенных и геоэкологических процессов [1]. У исследователей появилась возможность оценить проявления современной слабой сейсмичности платформы и использовать эти данные для последующих геолого-тектонических и геодинамических построений. Значимость таких построений неоднократно указывал в своих работах Ю. К. Щукин [2], отмечая, в частности, что изученность проявлений тектонической активности платформы до сих пор носит фрагментарный характер и не исчерпывает всей совокупности явлений современной геодинамики платформы.

На севере Русской плиты постоянные инструментальные наблюдения начались с 2003 года, когда усилиями Ф. Н. Юдахина и В. И. Французовой, при поддержке ГС РАН, начала функционировать Архангельская региональная сейсмическая сеть [3]. За период функционирования сейсмической сети на севере Русской плиты произошло три тектонических землетрясения – 22.10.2005 г., 07.10.2012 г. и 28.03.2013 г. с магнитудами (ML), не превышающими 3,5. До этого информацию о землетрясениях, произошедших на севере Русской плиты в XX веке, получали по данным сейсмических станций, удаленных на значительные расстояния. Редкие проявления тектонической активности делают каждое зарегистрированное землетрясение уникальным событием, и требуют его тщательного изучения.

Обычной практикой в сейсмологии являются работы по уточнению параметров очагов ранее зарегистрированных землетрясений. Как правило, более точная обработка событий происходит спустя некоторое время, когда появляется возможность привлечения данных сейсмических станций других сетей, появляются уточненные скоростные модели и новые методические подходы. В настоящей статье авторами проведен пересчет параметров гипоцентров землетрясений, зарегистрированных на севере Русской плиты за инструментальный период наблюдений. Пересчет производился с использованием единой скоростной модели, единого методического подхода и всех доступных в настоящее время исходных данных и бюллетеней российских и зарубежных сейсмических станций.
На основе исследований А. А. Никонова [4-6], данных «Сводного каталога землетрясений ВЕП» [7] и каталога Архангельской региональной сейсмической сети (код сети АН) был составлен каталог землетрясений для севера Русской плиты, произошедших с начала XX века (табл. 1). Выборка осуществлялась в пределах рассматриваемого района, ограниченного координатами: 65° с.ш., 35° в.д. – 68° с.ш., 50° в.д. – 61° с.ш., 50° в.д. – 61° с.ш., 37° в.д. В каталог дополнительно были включены два землетрясения 19.07.1982 г. и 07.10.2012 г. по данным International Seismological Centre (ISC) [8], которые ранее не фигурировали в каталогах по Европейскому Северу.

Таблица 1

N	Дата			Время			Координаты гипоцентра				Магни	гуда	Интенсив- ность	Источ-	
п/п	Год	М	д	ч	М	сек	<i>φ</i> ,°	λ,°	h	М	Mb (ISC)	ML (HE)	ML (AH)	Іо	104- ник
1	1912	3	5	10	11	00±30	66.0±2.0	40.0±2.0	15 10-25	4.0±0.7				$(4-5) \pm 1.0$	[4, 5]
2	1933	3	3				62.0±0.5	43.0±1.0	10 5-18	3.3±0.5				4 ± 0.5	[4, 5]
3	1936	1	23	6±1	00	00	66.2±0.5	43.30±0.5	7 3-12	3.5±0.5				$(4\text{-}5)\pm0.5$	[4, 6]
4	1970	5	10	4	8	23	65.4	39.7		3.4					[7]
5	1971	9	15	9	15	13.3	67.12	48.25	10	3.9					[7]
6	1975	8	7	7	40	14	65.1	37.6	17	3.3					[7]
7	1982	7	19	9	00	06.5	62.50	47.56	Of		4.4				[7]
8	1991	10	21	4	47	13.7	65.62	41.42	10	2.9					[7]
9	1996	12	26	4	44	11.2	63.4	44.3	0	3.4					[7]
10	2002	2	25	18	38	17	63.7	47.6		3.3					[7]
11	2005	10	22	17	46	44.2	64.55	41.00	3				2.9	1	
12	2012	10	7	3	43	15.2	66.44	46.97	10f			1.6			[8]
13	2013	3	28	7	2	16	63.91	41.44	15f				3.4	1	

Сейсмический каталог землетрясений для севера Русской плиты, произошедших с начала XX века

Бюллетени сейсмических станций по конкретным землетрясениям привлекались из архива ГС РАН, сейсмологического Центра ISC и Института сейсмологии Университета города Хельсинки (код сети НЕ), Финляндия. Исходные данные (сейсмограммы) зарубежных сейсмических станций привлекались с помощью Центра данных GEOFON. Исходные данные по отечественным станциям привлекались из ГС РАН, Института геологии Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар) и Горного института УрО РАН (г. Пермь). В результате необходимое количество данных для уточнения параметров гипоцентров удалось привлечь для семи землетрясений, произошедших в 1971 г. и за период с 1982 по 2013 года.

Анализ исходных цифровых сейсмических записей землетрясений с целью выделения и уточнения времен вступлений сейсмических фаз проводился в программном комплексе WSG, разработки ГС РАН. Определение параметров гипоцентров производилось методом Generalized beamforming [9], в усовершенствованном виде, реализованном в программе NAS. Программа NAS, в свою очередь, является подпрограммой системы NSDL, разработки к.ф.-м.н. В. Э. Асминга, предназначенной для организации автоматического мониторинга сейсмической активности какого-либо региона с помощью произвольной сети сейсмостанций или отдельных сейсмостанций.

В отличие от традиционного применения метода Generalized beamforming, когда сейсмические события ищутся за большой промежуток времени в большом районе Земли, NAS делает поиск по сетке в ограниченной области пространства-времени в окрестности этого события. Как правило, в круге радиусом 250 км вокруг исходной локации события и для времен в очаге от $t_0 - 30$ до $t_0 + 30$ сек, где t_0 – время в очаге события-прототипа. Выбрав исходные параметры сейсмического события, NAS генерирует в окружающей исходные координаты области (круге) сетку, состоящую из круговых ячеек, которые покрывают всю область. Для каждой ячейки сетки вычисляется рейтинг, являющийся комбинацией нескольких различных оценок, – некое число, являющееся оценкой того, что именно в этой ячейке произошло сейсмическое событие. Затем происходит уменьшение сетки. Из нее выбрасывается ³/₄ ячеек с меньшими рейтингами, а каждая оставшаяся ячейка разбивается на 4 меньших. Для них снова рассчитываются рейтинги. Такая процедура производится итеративным способом несколько раз. Если в результате наибольший рейтинг оставшейся ячейки превышает некий порог, считается, что в ней произошло сейсмическое событие. Координаты события оказываются известными с точностью до размеров ячейки (в нашем случае радиус ячейки на последней итерации около 1,5 км), а время – с точностью до шага по времени, который использовался для максимизации рейтинга. Ассоциация фаз производится отдельно по каждой глубине с определенным шагом. В данном исследовании расчет глубины производился в диапазоне от 0 до 100 км с шагом 2 км.

При вычислении параметров гипоцентров землетрясений использовалась скоростная модель BARENTS. Эффективность данной модели, в том числе для района севера Русской плиты, была показана в статье [10] на основе лоцирования эпицентра подземного ядерного взрыва 18.07.1985 года. Параметры расчета при уточнении параметров землетрясений для севера Русской плиты представлены в таблице 2. Итоговые параметры гипоцентров землетрясений в таблице 3 и на рис. 1.

Таблица 2

N		Дата		Параметры расчета							
лу п/п	Год	М	д	Эпицентральные расстояния, км	Азимутальный створ, °	N станций / N вступлений					
1	1971	9	15	от 1845 до 8118	от 260 до 349	7 / 8					
2	1982	7	19	от 845 до 9010	от 126 до 355	36 / 50					
3	1991	10	21	от 590 до 1020	от 243 до 314	12 / 18					
4	1996	12	26	от 710 до 2000	от 51 до 321	19 / 36					
5	2002	2	25	от 700 до 1935	от 36 до 340	21 / 39					
6	2005	10	22	от 24 до 1020	от 191 до 316	11 / 22					
7	2012	10	7	от 534 до 1613	от 147 до 335	16 / 31					
8	2013	3	28	от 85 до 1800	от 45 до 342	13 / 26					

Параметры расчета для уточнения параметров землетрясений для севера Русской плиты

Таблица 3

Сейсмический каталог уточненных землетрясений для севера Русской плиты

N	Д		Время			Координаты гипоцентра			Магнитуда				Интен- сивность	
п/п	Год	м	д	ч	м	сек	<i>φ</i> ,°	λ,°	h	М	Mb (ISC)	ML (HE)	<i>ML</i> (AH)	Io
1	1982	7	19	9	00	12,5	62,39	48,43	40 30-50	4,2*	4,4			
2	1991	10	21	4	47	11,4	65,48	41,96	2	2,9				
3	1996	12	26	4	44	10,8	63,28	45,34	6	3,4				
4	2002	2	25	18	38	09,5	63,55	47,25	70 40-100	3,3				
5	2005	10	22	17	46	44,7	64,49	40,97	0-2	2,6*			2,9	1
6	2012	10	7	3	43	12,7	66,31	48,15	70 34-100	1,1*		1,6		
7	2013	3	28	7	2	15,6	63,94	41,62	16	3,1*			3,4	1

Примечание: Звездочкой (*) указаны значения магнитуд, вычисленные с использованием соотношений между магнитудами разных типов и рассчитанных в разных сейсмологических Центрах [10, 11]



Рис. 1. Карта расположения уточненных эпицентров землетрясения для севера Русской плиты

В результате пересчета эпицентры землетрясений сместились в большей или меньшей степени от первоначального положения. Наибольшие отклонения характерны для землетрясений 1982, 1996 и 2012 годов в среднем на 50 км. При уточнении параметров гипоцентров был заметно расширен азимутальный створ за счет привлечения дополнительных сейсмических станций. Наименьшие отклонения характерны для землетрясений 2005 и 2013 годов, соответственно, 6,5 и 9 км. Ранее на основе данных сейсмических станций Архангельской сети и сетей на сопредельных территориях уже проводилось уточнение параметров очагов этих землетрясений. Про землетрясение 15.09.1971 г. с большой долей вероятности можно утверждать, что оно не имеет отношение к Европейскому Северу. Времена вступлений, указанных ISC, вероятно, относятся к двум разным землетрясениям, произошедших в разных районах Земли.

Полученные в статье результаты упорядочивают наши знания о проявлении сейсмичности на севере Русской плиты за инструментальный период. Использование единой скоростной модели, единого методического подхода и всех доступных в настоящее время исходных данных и бюллетеней российских и зарубежных сейсмических станций позволило определить параметры очагов землетрясений с наибольшей достоверностью.

Авторы выражают глубокую признательность д.ф.-м.н. А. А. Никонову за ценные советы при подготовке статьи. Также выражаем благодарность сотрудникам архива ГС РАН и коллегам из Института геологии Коми НЦ УрО РАН и Горного Института УрО РАН.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Гранта Президента РФ (№ МК-7387.2016.5) и Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 16-35-00020).

- 1. Старовойт О. Е. Сейсмические наблюдения в России // Земля и Вселенная. 2005. № 2. С. 82-89.
- 2. Щукин Ю. К. Глубинное строение и динамика земной коры Восточно-Европейской платформы в связи с проблемой ее сейсмичности // Землетрясения северной Евразии в 1995 году / Отв. ред. О. Е. Старовойт. М. : ГС РАН, 2001 С. 143-150.
- 3. Юдахин Ф. Н., Французова В. И. О необходимости создания сети сейсмического мониторинга в северных регионах России // Вестник УрО РАН. – Екатеринбург, 2006. – № 2(16). – С. 25-35.

- 4. Никонов А. А. Землетрясения Севера Европейской России (новая версия каталога на основе первичных материалов) // Геодинамика и техногенез : Материалы Всеросс. совещания. Ярославль, 2000. С. 118-119.
- 5. Никонов А. А. Исторические землетрясения / Под ред. Н. В. Шарова // Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления. Петрозаводск : Карельский научный центр РАН, 2004. С. 192-212.
- 6. Никонов А. А. Макросейсмическая характеристика землетрясений XX века в восточной части Балтийского щита // Белорусский сейсмологический бюллетень. Минск : ОН-ТИ, 1992. – Вып. 2. – С. 96-144.
- 7. Маловичко А. А., Габсатарова И. П., Чепкунас Л. С., Старовойт О. Е. Инструментальные сейсмологические наблюдения на Восточно-Европейской платформе // Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы. / Под ред. Н. В. Шарова, А. А. Маловичко, Ю. К. Щукина. Кн.1 : Землетрясения. – Петрозаводск : Карельский научный центр РАН, 2007. – С. 14-66.
- 8. *International* Seismological Centre, Reference Event Bulletin, http://www.isc.ac.uk, Internatl. Seis. Cent., Thatcham. United Kingdom, 2013.
- 9. *Ringdal F., Kværna T.* A multi-channel processing approach to real time network detection, phase *association*, and threshold monitoring //Bulletin of the Seismological Society of America. 1989. T. 79. № 6. C. 1927-1940.
- 10. Kremenetskaya E., Asming V., Ringdal F. Seismic location calibration of the European Arctic // Pure and Applied Geophysics. – 2001. – T. 158. – № 1-2. – C. 117-128.
- 11. Das R., Wason H. R., Sharma M. L. Global regression relations for conversion of surface wave and body wave magnitudes to moment magnitude // Natural hazards. 2011. T. 59. № 2. C. 801-810.
- 12. Морозов А. Н., Михайлова Я. А. Анализ возможности унификации локальных магнитуд для землетрясений в Западной части Арктики // Юдахинские чтения. Геодинамика и экология Баренц-региона в XXI в. : Материалы Всероссийской конференции с международным участием. – Архангельск, 2014. – С. 169-172.

УДК 550.34

ОПЫТ СЕЙСМИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА ОБЪЕКТОВ АТОМНОЙ ЭНЕРГЕТИКИ (НА ПРИМЕРЕ НОВОВОРОНЕЖСКОЙ И КУРСКОЙ АЭС)

Л. И. Надежка^{1,2}, С. П. Пивоваров^{1,2}, Е. В. Комаринский³, И. Л. Витковский⁴, С. Н. Владимиров⁴, И. Н. Сафронич^{1,2}, И. М. Колесников^{1,2}, А. В. Савенков²

¹ Воронежский государственный университет, г. Воронеж, Россия; ² Федеральный исследовательский центр «Единая геофизическая служба РАН», г. Воронеж, Россия; ³ АО «Концерн Росэнергоатом» «Курская атомная станция», г. Курчатов, Россия; ⁴ АО «Концерн Росэнергоатом» « Нововоронежская атомная станция», г. Нововоронеж, Россия

В настоящее время на территории ВКМ функционируют две атомные станции: Нововоронежская (НВАЭС) и Курская (КурАЭС), строятся новые блоки этих станций, продлеваются сроки действия функционирующих блоков. Все это требует детального обоснования оценки сейсмической безопасности таких экологически ответственных объектов как атомные станции. Одним из важных и значимых мероприятий при оценке сейсмической безопасности является сейсмологический мониторинг. Основной целью сейсмологического мониторинга является контроль динамики сейсмического процесса и оценка стабильности сейсмических условий на площадке и в районе размещения объектов атомной энергетики (ОАЭ). Выполнение этих условий требует решения целого ряда задач, среди которых основную роль играют:

- надежная регистрация местных и локальных сейсмических событий, а также регистрация слабых и микроземлетрясений, их контроль как индикаторов геодинамических процессов, медленных деформаций верхних горизонтов земной коры. Для успешного решения этой задачи необходима оптимально организованная сеть сейсмических станций и высокое качество аппаратуры;
- оптимальная и оперативная интерпретация сейсмических событий с определением их природы, параметров землетрясений и микроземлетрясений;
- оценка грунтовых условий на площадке и в ближней зоне путем анализа сейсмических воздействий природного и техногенного характера на грунты, а также анализа временных вариаций микросейсмического шума.

Важной составляющей при проведении сейсмического мониторинга является анализ геологических, геофизических и сейсмологических данных. С целью выделения потенциально геодинамически активных зон, оценки их сейсмического потенциала.

Решение указанных выше задач позволяет получать качественные фактические данные для оценки сейсмических условий и динамики сейсмического процесса площадки и района размещения ОАЭ.

На примере Курской и Нововоронежской АЭС ниже показана роль и место сейсмологического мониторинга в общем цикле мероприятий по обеспечению безопасности функционирования объектов атомной энергетики.

Необходимо отметить, что оценки сейсмичности площадки и района размещения Нововоронежской АЭС изменялись от 7 до 4,5 баллов по шкале MSK-64 [1-2].

Такое расхождение оценок указывает, во-первых, на сложность проблемы, во-вторых, на то, что оценки выполнялись без учета экспериментальных данных, которые получены путем выполнения сейсмического мониторинга.

Курская атомная станция расположена в пределах Курского мегаблока (КМА) Воронежского кристаллического массива (ВКМ). Нововоронежская атомная станция расположена в пределах Лосевской шовной зоны разделяющей Хоперский и Курский мегаблоки.

Сложное геологическое строение ближнего района и собственно положение площадок обуславливает необходимость получения объективных данных о характере сейсмических условий.

В соответствии с целями и задачами сейсмологического мониторинга в районе размещения НВАЭС в настоящее время создана двухуровневая сеть сейсмических станций, предназначенная для производства сейсмических наблюдений в режиме мониторинга. Сейсмические станции обеспечивают работу с сейсмоприемниками разных типов (СМЗ-КВ, СМЗ-ОС). Нововоронежская сеть сейсмических станций включает 8 сейсмических станций. Четыре из них расположены на расстоянии 5-10 км от площадки НВ АЭС, образуя ближнюю сеть. Четыре другие расположенные на расстоянии 40-60 км от площадки, объединяются в дальнюю сеть [3].

Организованная таким образом двухуровневая сеть позволяет регистрировать сейсмические события с $M \ge -0.5$ в ближней зоне.

Курская локальная сеть сейсмического мониторинга состоит из четырех сейсмических станций. Регистрирующая аппаратура станций «курской» локальной сети аналогична аппаратуре станций «нововоронежской» локальной сети.

Как свидетельствуют экспериментальные данные, в районах размещения как КурАЭС, так и НВАЭС ежегодно происходит от 3 до 8 землетрясений. И хотя зарегистрированные землетрясения, в основном, низкого энергетического класса, они свидетельствуют о сейсмических процессах, происходящих в верхней части земной коры в районе размещения АЭС. Известно, что даже не сильные землетрясения могут представлять значительную опасность для таких экологически ответственных объектов как АЭС [4].

Значительное влияние на сейсмичность площадок и районов размещения АЭС оказывают также взрывы разной мощности и природы. В регионе функционирует более 20 промышленных карьеров, в четырех из которых производятся промышленные взрывы по несколько сотен тонн BB.

Всего в течение года сетью сейсмических станций регистрируется около трехсот взрывов. И хотя сейсмические события, вызванные мощными промышленными взрывами, непосредственно не создают в ближнем районе и на площадках сейсмических эффектов выше допустимых, но оказывают существенное сейсмическое воздействие на земную кору и могут способствовать накоплению остаточных деформаций в зонах тектонических нарушений, контактов блоков и зон повышенной трещиноватости, что может приводить к срывам и наведенной сейсмичности.

Одним из важных факторов при оценке сейсмических условий площадки и ближней зоны размещения АЭС является характер реакции грунтов на сейсмические воздействия. Кроме сейсмических событий вызванных взрывами, на грунты оказывают влияние сильные телесейсмические землетрясения вызывая отклик различной силы. Землетрясение, произошедшее 24 мая 2013 года с эпицентром в Охотском море, в ближней зоне АЭС вызвало сотрясение 2 балла. Это землетрясение было уникальным по макросейсмическому воздействию. Почти на всей территории Европейской части России оно вызвало сотрясение около 2 баллов [5].

Сейсмической сетью ежегодно регистрируется около трех тысяч телесейсмических землетрясений. Записи наиболее сильных землетрясений анализируются, и определяется отклик среды на сейсмическое воздействие. Показано, что за период наблюдений наиболее сильные колебания частиц грунта площадки и ближней зоны наблюдались при землетрясении, которое произошло 11.03.2011 г. с глубиной очага 33 км, $M_S = 8.7$. Оно вызвало сейсмический эффект в ближней зоне соответствующий 2-3 баллам по шкале MSK-64.

Кроме того, в регионе происходят землетрясения на региональных расстояниях. На рис. 1 даны записи Сумского землетрясения, которое произошло 03.02.2015 г. Это землетрясение 11-го энергетического класса, с глубиной очага 10 км. В эпицентральной зоне это землетрясение ощущалось силой 5-6 баллов по шкале MSK-64 [6]. Следует отметить, что после первого толчка были зафиксированы еще 2 землетрясения 8 и 10 энергетических классов. Возможно, наблюдается афтершоковый процесс.

Особое внимание при выполнении сейсмического мониторинга обращалось на временные вариации микросейсмического шума (МСШ). Опыт работ свидетельствует, что временные вариации МСШ в диапазоне 2,0-8,0 Гц являются индикатором стабильности грунтовых условий [7].



В целом, из сказанного можно сделать выводы, что сейсмический мониторинг позволил сделать следующее:

- оценить степень природной сейсмичности в районах размещения АЭС;
- изучить влияние техногенных источников в районах размещения АЭС;
- оценить влияние телесейсмических землетрясений на грунты площадок;
- оценить состояние грунтовых условий на основе временных вариаций МСШ.

Полученные данные свидетельствуют, что сейсмические условия района размещения НВАЭС оставались, в основном, стабильными в течение 2005-2015 гг. Вместе с тем, анализ природной сейсмичности в целом ВКМ свидетельствует, что сейсмический режим обнаруживает квазипериодический характер (рис. 2).

Как видно из рис. 2 несколько лет сейсмического затишья сменяются годами активизации сейсмического процесса. Судя по гра-



Рис. 2. Распределение количества выделившейся энергии по годам для ВКМ

фику, в 2015 году сейсмические процессы в регионе активизировались.

Квазипериодический характер сейсмической активности свидетельствует, что для получения объективной информации о сейсмических условиях района размещения АЭС, необходимо выполнение сейсмического мониторинга непрерывно в течение длительного времени, не менее 10 лет. Только в этом случае, экспериментальные данные, полученные путем выполнения сейсмического мониторинга, могут служить надежной основой для оценки сейсмических условий экологически ответственных объектов.

- 1. Комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской федерации ОСР-97 / Гл. редактор акад. РАН В. Н. Страхов, член-корр АН Респ. Узбекистан В. И. Уломов. М., 1999.
- 2. *Егоров С., Кухмазов С.* Сейсмическая безопасность // Журнал «РЭА». Москва : Росэнергоатом, 2012. – С. 3-8.
- 3. Надежка Л. И., Сафронич И. Н., Пивоваров С. П. и др. Сеть сейсмических станций на территории Воронежского кристаллического массива // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы четвертой Международной сейсмологической школы. – Обнинск : ГСРАН, 2009. – С. 117-121.
- 4. Аптикаев Ф. Ф., Барковский Е. В., Кедров О. К., Копничев Ю. Ф., Омельченко В. Д., Страхов В. Н. О сейсмическом событии 26 апреля 1986 года в районе Чернобыльской АЭС // Физика Земли. – Москва, 2000. – № 3. – С. 75-80.
- Маловичко А. А., Маловичко Е. А. Микросейсмические проявления в Москве от глубокофокусного землетрясения 24 мая 2013 г. в Охотском море // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных : Материалы восьмой Международной Сейсмологической школы. – Обнинск : ГС РАН, 2013. – С. 3-9.
- 6. Габсатарова И. П., Бабкова Е. А., Надежка Л. И., Пивоваров С. П., Семенов А. Е., Кендзера А. В., Пигулевский П. И., Щербина С. В., Чалый О. О., Ильенко В. А. Землетрясение 3 февраля 2015 г. На границе Полтавской и Сумской областей Украины по макросейсмическим и инструментальным данным // Вестник Воронежского государственного университета. Серия Геология.– 2016. – № 1. – С. 115-123.
- 7. Надежка Л. И., Сафронич И. Н., Орлов Р. А., Ефременко М. А. Микросейсмические исследования на территории Воронежского кристаллического массива // Слабые зем-

летрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы : Комплект. Моногр. Кн. 2 «Микросейсмичность. – Петрозаводск : КНИ РАН, 2007. – 92 с.

УДК 550.343.6 + 550.344.33 + 531.715.1 + 550.344.37

ДЕФОРМАЦИОННЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ В КРЫМУ В 2014 ГОДУ

В. А. Насонкин¹, О. В. Боборыкина², Ф. Н. Панков³

¹АО «Завод «Фиолент»», г. Симферополь, Россия; ² Институт природно-технических систем, г. Севастополь, Россия; ³ Крымский федеральный университет им. В. И. Вернадского, г. Симферополь, Россия

Лазерные интерферометры являются наиболее чувствительными приборами для измерения деформаций Земли в широком диапазоне частот. Их частотный диапазон существенно превосходит частотный диапазон современных сейсмографов. В Геофизической обсерватории (г. Севастополь) интерферометрические комплексы были установлены в 1987 г. Измерения литосферных деформаций, проводились параллельно с метеорологическими наблюдениями. Обсерватория уникальна не только из-за используемой в ней аппаратуры, но и благодаря исключительной стабильности метеорологических параметров в измерительной полости [1-3].

В результате предшествующих многолетних исследований были, в частности, обнаружены деформации не приливного происхождения с периодами свыше одного часа, которые получили название сверх длиннопериодных литосферных деформаций [1]. Было установлено, что в некоторых случаях, такие деформации предшествуют региональным землетрясениям [2-6]. Одной из причин возникновения такого рода деформаций, могут быть собственные колебания уровня жидкости в Черном и Азовском морях [1].

Перспективность изучения деформаций, вызванных сейшами Черного моря, связана с тем, что очаги большинства крымских землетрясений находятся на дне моря. Следовательно, собственные колебания Черного моря могут возбуждаться как сейсмическими событиями, так и деформационными процессами, им предшествующими. Поскольку собственные колебания Черного моря имеют довольно высокую добротность, мы получаем некоторый природный механизм генерирования предвестниковых процессов [4-6].

В течение последнего на данный момент периода исследований по объективным причинам не удалось получить связный массив исходных данных. Накопленная информация графически сжато представлена на рис. 1-2. В представленных последовательностях доминируют колебания, вызываемые приливными лунно-солнечными гравитационными процессами.



Рис. 1. График изменения литосферных деформаций, зарегистрированных деформографом Геофизической обсерватории. Горизонтальная ось размечена в интервале наблюдений. Вертикальная ось отмасштабирована в единицах относительных деформаций



Рис. 2. График изменения литосферных деформаций, зарегистрированных деформографом Геофизической обсерватории. Горизонтальная ось размечена в интервале наблюдений. Вертикальная ось отмасштабирована в единицах относительных деформаций

Серия рис. 3-5 демонстрирует графики зависимости текущих разностей спектральной плотности мощности (СПМ) от времени в трёх частотных поддиапазонах, полученные из деформационных данных лазерного интерферометра представленных на рис. 1.



Рис. 3. График изменения текущих разностей СПМ литосферных деформаций, зарегистрированных в диапазоне периодов от 576 до 699 минут (сплошная кривая) и от 469 до 566 минут (пунктирная кривая). Горизонтальная ось размечена в интервале наблюдений. Вертикальная ось отмасштабирована в квадратах единиц относительных деформаций



Рис. 4. График изменения текущих разностей СПМ литосферных деформаций, зарегистрированных в диапазоне периодов от 411 до 463 минут (сплошная кривая) и от 365 до 406 минут (пунктирная кривая). Горизонтальная ось размечена в интервале наблюдений. Вертикальная ось отмасштабирована в квадратах единиц относительных деформаций

По данным Отдела сейсмологии института геофизики НАНУ (сейчас Институт сейсмологии и геодинамики Крымского федерального университета им. В. И. Вернадского) в Крымско-Черноморском регионе в описываемый период произошло около 20 местных сейсмических событий, имеющих класс от 4,8 до 10,1.



Рис. 5. График изменения текущих разностей СПМ литосферных деформаций, зарегистрированных в диапазоне периодов от 274 до 293 минут (сплошная кривая) и от 253 до 272 минут (пунктирная кривая). Горизонтальная ось размечена в интервале наблюдений. Вертикальная ось отмасштабирована в квадратах единиц относительных деформаций

В таблице 1 собраны характеристики землетрясений, произошедших регионе на протяжении представленного интервала наблюдений в Геофизической обсерватории.

Таблица 1

					•	-
Номер	φ°	λ°	<i>Н</i> , км	K	М	Дата и время
1	44,72	34,66	19	6,7	1	12.09.2014 03:17
2	44,61	34,32	17	5,9	0,6	14.09.2014 00:54
3	44,62	37,28	25	7,9	1,7	18.09.2014 11:13
4	44,33	33,02	29	6,9	1,1	20.09.2014
5	44,28	34,34	25	7,4	1,4	04.10.2014
6	44,50	33,91	15	4,8		06.10.2014
7	42,37	35,86	23	8,1	1,8	07.10.2014
8	42,74	35,11	5	10,1	3,0	18.10.2014
9	44,50	34,33	23	5,6	0,4	01.11.2014
10	44,50	34,32	23	5,3	0,2	01.11.2014
11	43,94	33,79	35	5,8	0,5	03.11.2014
12	45,51	37,07	25	8,5	2,0	09.11.2014
13	44,79	34,39	15	5,7		18.11.2014

Характеристики местных землетрясений, произошедших в течение наблюдений, проводившихся в Геофизической обсерватории в сезоне 2014 года (данные Отдела сейсмологии института геофизики НАНУ)

Назначение этих рисунков – подтвердить гипотезу, что подготовительные процессы готовящихся региональных землетрясений могут вызывать нетипичное поведение сейш Чёрного моря. Для этого нами используется методика, описываемая следующей совокупностью процедур.

Диапазон частот (или периодов), содержащий подпоследовательность начальных, наиболее значительных, сейш моря, разбивается на несколько поддиапазонов. Критерий разбиения – в каждом поддиапазоне находится хотя бы одна мода собственного колебания моря. Экспериментальные данные делятся на последовательные сегменты одинаковой длительности. Смежные реализации «пересекаются» друг с другом на величину от четверти до трети своей продолжительности. Так следует поступать потому, что при вычислении спектральных оценок используются весовые функции, которые кардинально уменьшают вклад начальных и конечных областей реализаций. Единая длина для каждого сегмента выбирается из расчёта получить значимые оценки СПМ в поддиапазоне с максимальными значениями периодов спектральных гармоник. После предобработки каждой реализации, которая состоит из децимации, компенсации локального тренда, исключения наиболее интенсивных приливных гравитационных гармоник, и полосовой фильтрации, выполняется числовой спектральный анализ. Вычисляются суммарные значения СПМ в каждом из вышеупомянутых поддиапазонов, результаты запоминаются как значения функции времени, в качестве аргумента которой выбираются моменты, соответствующие срединной части реализации. Далее процесс повторяется для следующего сегмента данных. В результате получаем столько временных последовательностей, сколько диапазонов периодов было запланировано.

Результаты интерпретируются следующим образом. Чем «спокойней» был сигнал в выделенном диапазоне в соответствующий период времени, тем меньше значение оценки СПМ на данном интервале. И наоборот – чем интенсивней протекали деформационные процессы в исследуемом диапазоне частот, тем больше значение полученной функции в соответствующие интервалы времени. Для обнаружения более тонких признаков подготовки вероятных региональных землетрясений, имеет смысл рассматривать текущие разности последовательностей СПМ.

Рассмотрим рисунки с номерами 3-5. Кроме того, будем иметь в виду события с номерами 5, 6, 7 и 8 из таблицы 1. Соответствующие моменты времени отмечены на упомянутых рисунках вертикальными линиями, высота которых характеризует значение параметра «К» из таблицы. Мини серия землетрясений началась 4 октября и длилась чуть более трёх суток. Заключительный толчок произошел позже, чем через неделю. А характерные колебания «производной от СПМ», как видно из рисунков, начались почти за две недели до событий и прекратились после предпоследнего толчка. Мы имеем дело с явным феноменом, предшествовавшим данным региональным сейсмическим событиям.

Сравнение характеристик региональных землетрясений, совпавших во времени с периодом сезонных наблюдений литосферных деформаций, и анализ поведения СПМ полученных данных, демонстрирует обоснованность предлагаемого метода прогноза региональных сейсмических событий [2-6].

- 1. *Нестеров В. В.* Большебазовые лазерные интерферометры в геофизических исследованиях / Нестеров В. В. Симферополь, Таврия, 1996. 285 с.
- Боборыкина О. В. 25 лет геофизическим исследованиям в Таврическом национальном университете им. В. И. Вернадского / О. В. Боборыкина, В. А. Насонкин, Ф. Н. Панков // Сейсмологический бюллетень Украины за 2010 год. – Севастополь : НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика», 2011. – С. 189-199.
- Мониторинг сейсмических процессов в Крымско-черноморском регионе (монография) / [Пустовитенко Б. Г, Лущик А. В., Боборыкина О. В. и др.]. – Севастополь : НПЦ «ЭКОСИ Гидрофизика», 2014. – 264 с. ISBN 978-966-442-091-1.
- 4. Боборыкина О. В. К вопросу о возможности выработки краткосрочного прогноза землетрясений на примере записей лазерного интерферометра-деформографа / Боборыкина О. В., Насонкин В. А. // Сейсмологический бюллетень Украины за 1999 год. Симферополь, 2001. С. 90-95.
- 5. *Боборыкина О. В.* О возможности краткосрочного прогноза землетрясений на примере записей лазерных интерферометров-деформографов / Боборыкина О. В., Насонкин В. А. // Учёные записки Таврического национального университета имени В. И. Вернадского. Серия Физика. 2002. Т. 14(53). № 1. С. 86-93.
- 6. *Насонкин В. А.* Региональное сейсмическое прогнозирование / Насонкин В. А., Боборыкина О. В. // Динамические системы. 2009. Вып. 26. С. 63-67. ISSN 0203-3755.

ПРОБЛЕМЫ ГЕОДИНАМИКИ И ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ ЗЕМЛИ В СВЕТЕ ПОСЛЕДНИХ ДОСТИЖЕНИЙ НАУКИ

А. В. Николаев

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

В естественных науках происходят революционные изменения, которые в течение ближайших десятилетий коренным образом изменят не только научное мировоззрение, но и всю нашу жизнь – экономику политику и остальное. Если говорить ключевыми словами, то это «холодный ядерный синтез» (ХЯС), «трансмутации», алхимия.

Свой немалый вклад даст и возвращение к «забытому прошлому» – исправление допущенных ошибок науки, научно-технической политики геологоразведки, фундаментальной геологии, геодинамики.

Изменение научного мировоззрения. В октябре 2014 года международная комиссия подтвердила факт успешной работы катализатора энергии Росси по превращению никеля в медь. Это так-называемое LENR (low energy nuclear reaction) направление в энергетике, сулящее в недалеком будущем создание дешевого неисчерпаемого источника энергии, почти вечного двигателя. Трудно переоценить значение этого события, предвидеть его последствия. Сотрудник МГУ А. Г. Пархомов в октябре-ноябре 2014 года в домашних условиях создал и испытал аналог генератора Росси, осенью 2014 г. доложил свои результаты на семинаре В РУДН и на конференции по ХЯС в декабре 2014 г. – марте 2015 г. в Падуе, Италия. Результаты опубликованы в Журнале формирующихся направлений науки [1]. В 2015 г. появилось еще много убедительных свидетельств ХЯС.

В чем же должно произойти изменение нашего мировоззрения? По сути, надо согласиться с тем, что создание вечного двигателя, возможно, он уже существует; закон сохранения массы (Ломоносова) отменяется; легализуется алхимия в современном обличии, в новой сущности. Элементы могут быть созданы искусственно, трансмутация может происходить как рукотворно, так и в естественных условиях, по сути, это новый компонент геологической эволюции, генезиса минералов, месторождений. Это глубоко затрагивает всю эволюцию Земли, по-новому объясняет генезис многих минералов, геологических объектов, месторождений полезных ископаемых; формулирует новое понимание геологического актуализма.

Наука в России. Сейчас естественные науки разделены на две части – официальную, «академическую», и неофициальную, науку действительную, фактов и революционных открытий, опирающуюся в основном на факты, эксперимент.

Официальная наука по этому поводу необъяснимых, неудобныхновых фактов молчит, Комиссия по лженауке и фальсификации научных открытий РАН считает все это обманом, фальсификацией, отрицает и замалчивает происходящее.

Говорится, что новое – это забытое старое. Действительно так, если говорить о геотектонике и строении Земли: забыто и ждет своего часа, реанимации многое, перечислю некоторые факты. Сначала о науках о Земле геотектоники и строения Земли, а потом перейдем к сегодняшним делам.

Забытое старое. Новые экспериментальные результаты обозначили ряд прорывных направлений, но прошли малозамеченными и забыты. В геотектонике это волновое движение вещества (В. И. Добролюбов и ..., Е. И. Шемякин и В. И. Ревуженко, объяснение западного дрифта и миграция землетртясений с запада на восток в районе Средиземноморья; реология энергонасыщенных активных сред, литосферы – полное несоответствие сложившимся представлениям (В. С. Пономарев); расширение Земли, эдукция (Ю. М. Чудинов); характер распределения рассеивающих неоднородной в мантии – представляют неоднородности типа «облака

в ясную погоду» (А. В. Николаев), субвертикальные неоднородности – каналы разуплотнения в верхней мантии – земной коре (А. В. Николаев, П. А. Троицкий, Б. М. Шубик). Перечисленное – это некоторые яркие примеры, их можно привести много больше.

Последние открытия в области ХЯС, трансмутаций применительно к геологии существенно изменяет наши взгляды на генезис минералов и геохимическую эволюцию Земли, соответственно на характер геодинамических процессов и на представления о внутреннем строении Земли.

Новые революционные открытия снимают ограничения и по-новому формулируют аксиомы естественных наук, физики и химии. Они касаются наук о Земле, биологии, астрофизики. Новое понимание природы вещей возникло не сегодня, не срезу; первые парадоксы были замечены в экспериментальных исследованиях несколько десятилетий назад и были восприняты критически и отвергнуты. Существующие представления о генезисе геологических структур и элементов, эволюционных процессах и сопутствующие их развитию обстоятельства ожидают коренные изменения, контуры которых уже угадываются.

Широкое объяснение парадоксальных явлений дает закон А. Н. Козырева: «Явление дистанционного воздействия внешних необратимых процессов на состояние вещества сложных систем, вплоть до изменений свойств вещества и протекающих в нем явлений». По существу, под этот закон подпадают наблюдаемые явления трансмутации элементов не только в мире физико-химических процессов, но и гораздо шире, от астрофизики до биологии, живой материи.

В России факт происходящей научно-технической революции пока не признан официально. Геология постепенно, под влиянием идей ХЯС выработает новые представления о геологической эволюции Земли, геодимических процессов, структуре и составе, отбросив сдерживающие «табу» физических и химических законов и многое другое, до сегодняшнего дня благоразумное и привычное.

Новые проблемы. Вот несколько геологических и тектонических проблем:

Является ли магнетит КМА биогенного происхождения?

Участвовали ли процессы биологической трансмутации в генезисе отложений меловой системы, известняков, ракушечников, палеонтологические свидетельства?

Участвовал ли ХЯС в генезисе магматических пород?

Воронежский массив – природный научный полигон. Традиционной сейсморазведке и сейсмологии труднодоступна задача исследования строения Воронежской области. Слоисто-блоковая трехмерная модель среды ограничена требованием субгоризонтальных границ. На помощь приходит сейсмическая шумовая и дифракционная томография Дело облегчатся тем, что Воронежский щит слабо сейсмичен, стало быть, обладает высокой сейсмоэмиссионной активностью.

Для изучения структуры литосферы Воронежский массив – идеальное для постановки работ по применению методов пассивной сейсмики для изучения структуры, тектоники, геодинамики литосферы. Эти исследования должны быть организованы так, чтобы восстановить забытые современной геофизикой «символы веры» геофизической среды, осмыслить и углубить интерпретацию геофизических наблюдательных данных, применить новые методы пассивной сейсмологии при проведении наблюдений и интерпретации данных.

Но главное – перестроить свое мировоззрение, понять, что мы знаем далеко не все, заблуждаемся, впереди – перспективы научно-технической революции, которые суждено осваивать следующим поколениями геологов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Пархомов А. Г. Исследование аналога генератора Росси // Журнал формирующихся направлений науки. – 2015. – Вып. 7. – Т. 3. – С. 4-15.

- 2. *Николаев А. В.* Интерактивная компьютерно-творческая методика геофизической разведки // 14 Конференция по применению суперкомпьютеров в нефтяной геофизике, 10-11 февраля 2016. МГУ, 2016.
- 3. *Николаев А. В.* Сейсморазведка «послезавтра» в свете последних достижений науки // Гальперинские чтения : Материалы 10-й конференции по сейсморазведке, 28 октября 2015. М. : Изд. ЦГЭ, 2015. С. 12.

УДК: 550.34+551.242+551.243+551.248 (470.23)

УСОВЕРШЕНСТВОВАНИЯ И ПРОБЕЛЫ В ОЦЕНКЕ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЕЕ ОКРУЖЕНИЯ НА КАРТАХ ОСР ПОСЛЕДНЕГО ПОКОЛЕНИЯ, НОВЫЕ ПОХОДЫ К ОЦЕНКАМ СЕЙСМИЧЕСКОГО ПОТЕНЦИАЛА И СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ

А. А. Никонов

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

Вводные замечания. Оценка сейсмической опасности территории огромной страны – это серьезная научная проблема с решениями прикладными, т. е. проблема государственного значения. Начавшиеся в 30-х годах XX в. разработки по сейсмическому районированию СССР традиционно осуществлялись в системе Академии наук, в ведущем институте, сначала Сейсмологическом, впоследствии Институте физики Земли. Этапными обобщениями сведений о сейсмической опасности и официальными документами становились карты общего сейсмического районирования (СР, а затем ОСР) в сопровождении объемных томов.

Что касается Восточно-Европейской платформы (ВЕП), то она районированию не подвергалась, поскольку не относилась к категории сейсмоопасных на Картах СР 1968 г. и СР 1978 г. Только на первой Карте 1937 г. северная часть территории Балтийского щита в пределах СССР была отнесена к области V-тибалльных сотрясений. Применительно к Европейской территории России проблема оценки сейсмической опасности вышла на передний план к концу XX века в связи с развернувшимся строительством здесь АЭС, ядерных центров и стратегически важных объектов. Одним из важнейших новшеств Карты ОСР-97 стал переход от детерминистских оценок к вероятностным. Другое новшество состояло в опоре при регионализации на два типа структур – линеаменты и домены. Наконец, это была не одна карта, а комплект из трех Карт А, В, С с оценками повторяемости землетрясений разной интенсивности от < V баллов за 500, 1000, 5000 лет и вероятностью их непревышения 90, 95 и 99 %, соответственно. На Картах В и С на севере Балтийского щита и в Поволжье впервые появились значительные по размерам площади с указанием возможности VI-тибалльных событий на первой и VII-мибалльных – на второй. Но в Объяснительной записке [1], очень короткой, никаких пояснений не приводилось. Набор Карт ОСР-2012-2016 (А, В, С), строился на основе более представительных фактических данных, новых способов их обработки и графического представления, Он, без сомнения, стал совершеннее предшествующего комплекта ОСР-97, хотя и основывался на прежней методологической основе. Завершение Карты нового поколения открывает возможность попытаться выделить достигнутые при ее составлении (в данном случае применительно к территории ВЕП) усовершенствования и упушения.

Усовершенствования и упущения на макете Карты ОСР-2016. Сейсмичность, поскольку она нами рассматривается не за десятки лет – сто-двести лет, а за сотни, на части ВЕП даже за несколько сотен-тысяч лет, является в настоящее время наиболее массовым и представительным показателем именно геодинамической активности региона. Согласно авторской версии каталога тектонических природных землетрясений исторического и инструментального периодов сейсмичность оказалась не рассеяна по площади ВЕП. По распределению эпицентров ВЕП отчетливо разделяется на области повышенной сейсмичности, слабой сейсмичности и асейсмические (рис. 1). По гипоцентрам – выделяется сейсмоактивный слой, интервалы преобладающих глубин. По макросейсмическому полю и вытянутости очагов устанавливается определенная линеаризация и преобладающие направления [2-4]. Практически безопасным можно считать Центр, включая большую часть Поволжья.

Отсюда неизбежно вытекает признание определяющей роли именно надрегионального геодинамического фактора на распределение сейсмичности на ВЕП. Что не умаляет значимость выделения отдельных активных тектонических зон и конкретных активных разломов при сопоставлении с сейсмическими проявлениями на более низких уровнях, до локального.

На макете Карты ОСР-2016 вместо пироких, неестественно, разно ориентированных, совершенно аструктурных полос в центре ВЕП, выделявшихся на Картах ОСР-97 В, С и D, весь Центр Европейской части России оказался практически асейсмичным (по землетрясениям тектонической природы) [4]. Значимость такой «метаморфозы» трудно переоценить, приняв во внимание расположение в этой части страны целого ряда действующих и наращивающих мощности АЭС – Смоленской, Курской, Калининской, Белорусской, Нижегородского ядерного центра и ряда объектов стратегического значения.

Но не все с оценками опасности на ВЕП на Карте ОСР-2016 получилось успешно. При подготовке Карты помимо обновления («актуализации») каталога за исторический и инKp-K

Рис. 1. Карта-схема областей динамического воздействия на ВЕП от окружающих подвижных поясов (по распределению эпицентров землетрясений). Секторы: Кр-К – Крым-Кавказский, КП – Копетдагский, Ур – Уральский, СА – Северо-Атлантический

струментальный периоды был составлен для Фенноскандинавского щита и Северного Приазовья каталог землетрясений доисторического периода за тысячелетия, на основе новых археосейсмических и палеосейсмогеологических данных с учетом новых подходов. Но он оказался неиспользованным, расчеты опасности этих регионов осуществлены по каталогам только за первые сотни лет. Искусственное ограничение исходными данными по сейсмичности ВЕП за первые сотни лет, при наличии таковых за тысячелетия по территориям Фенноскандинавского щита и Северного Приазовья, вместе с оставлением без внимания новых сведений об активных разломах в этих областях [5-7] привело к тому, что более 10 сейсмолинеаментов и зон ВОЗ на ВЕП, т. е. сейсмогенерирующих структур с потенциалом $M \ge 6$, остались отсутствующими на Карте ОСР-2016. В их числе оказались и зоны со стратегическими и ядерными объектами в них и/или в относительной близости к ним [6-10].].

В отношении базовых позиций отметим следующее. Пространственной, точнее – площадной, основой регионализации комплектов Карт ОСР-97 и ОСР-2012-2016 стала геологическая структура территории. Вполне оправданный замысел подразделить огромную и разнородную территорию страны на площади тектонически малоактивные и активные реализован был путем выделения двух категорий объектов – линейных и площадных, а именно, активных разломов в подвижных поясах и доменов – на платформах. Объекты второй категории, площадной, без каких-либо промежутков, а именно группы, названные доменами, с геологическими телами в структурно-динамической классификации могли отражаться только условно. Их оказалось множество и в большинстве случаев границы между ними слабо отражали или вообще не отражали конкретные одноранговые структуры, известные геологам-тектонистам. Сеть доменов была принята по изображению, как видел ее один геолог, при удивлении и растерянности других, без обсуждения профессионалами.

Столь условная сетка разнообразных многоугольников, некий искусственный микс (в картографическом изображении «меланж»), если и отражала (в каком-то варианте, без соответствия с изданными в стране картами неотектоники) новейшие структуры земной коры, то только в их вертикальном, у поверхности, выражении с априорным представлением о ведущей роли направленных вертикально движущих сил. Оказалось, что вертикальные, в реальности вторичные, проявления, а именно, модифицированные дериваты господствующих латеральных перемещений в коре, выступили на первый план, затушевав проявление главных движущих сил и главные напряжения в сейсмоактивном слое земной коры. Они, между тем, в основном и определяют масштаб и характер сейсмических событий, особенно мощных, с глубокими очагами. Вопрос о глубинности очагов на ВЕП, как и о слоистой, с господством надвиговых пластин в фундаменте, структур, вообще остался в тени, хотя для определения сейсмического потенциала и опасности он является ключевым.

На ВЕП возникла критическая для адекватного сейсморайонирования трудность, состоявшая в том, что большинство доменов оказалось (даже при пополнении каталога землетрясений исторического и инструментального периодов) совершенно не обеспечено числом землетрясений для обоснованных расчетов и невозможности построения графиков повторяемости, а, значит, и не могло обеспечить удовлетворительными оценками сейсмического потенциала и опасности даже для карты A (в расчете на 500 лет).

ВЕП не является однородным образованием в отношении внутреннего строения и, что не менее важно, приближенности к глобальным геодинамически активным структурам первого порядка и, поэтому естественно принимать во внимание динамическое влияние на нее с разных сторон [11-13]. На 3-СЗ это рифтовая система Срединно-Атлантического хр., на Ю – активные структуры Средиземноморского подвижного пояса, на В – умеренно активное консолидированное складчато-надвиговое сооружение Урала. Эта, принимаемая теперь, в той или иной степени, большинством тектонистов модель дает основание к регионализации, пусть в первом приближении, разных не только по структуре, но и структурно-динамически обусловленных, с разной ориентацией, размерами, уровнем полей действующих напряжений областей. Хотя «языки» полей эпицентров направлены центростремительно внутрь платформы, вся центральная часть ВЕП и промежутки между выступами, полностью свободны от эпицентров (очагов) землетрясений. Такое распределение, приобрело решающее значение, как только выяснилось, что оно никак не коррелирует ни на одном структурно-возрастном этаже со структурно-тектонической регионализацией. В вышеобозначенном понимании это становится новой базой оценки сейсмической опасности.

Новая геодинамическая модель. В настоящее время у большинства тектонистов, геофизиков, специалистов по геодинамике и современным движениям земной коры (GPS) не вызывает сомнения примат (на порядок величин) скорости горизонтальной составляющей движений земной коры, в первую очередь дивергентных и конвергентных движений на границах плит. Общепринятая ныне в геофизике и геодинамике концепция господства латеральных напряжений и перемещений в верхней части земной коры, в отличие от принимавшейся неуклонно в работах по ОСР концепции примата вертикальных действующих сил и движений, причем внутри самой ВЕП не может не стать на новом этапе концептуальной основой подхода к оценкам сейсмических потенциала и опасности/безопасности ВЕП. Признавая это положение, а также наличие динамических систем с воздействием горизонтальных сжимающих напряжений на платформу, мы оказываемся перед необходимостью считать эти напряжения и перемещения главной, причиной внутриплатформенной сейсмичности ВЕП. Поэтому при изучении новейшей тектоники и геодинамики на платформах при настоящих возможностях (в России) оперировать только малопредставительной вертикальной компо-

нентой – это не есть приоритетный и эффективный путь к пониманию геодинамики и объяснению сейсмичности.

Территориями внешнего динамического воздействия (очерченными в плане) признаются связные поля эпицентров от основных внешних границ известных тектонически и сейсмически активных поясов до внешних краев каждого соответствующего поля эпицентров внутри территории ВЕП. Общий вывод состоит в том, что динамическое воздействие окружающих ВЕП крупнейших подвижных поясов со всех сторон (кроме севера) весьма значительно, по крайней мере, в пространственном отношении. Это заключение подтверждает давно высказанное (хотя и не на основании сейсмических реалий) представление [12, 14, 15].

Выяснение в общем виде латеральной трансмиссии давления (транспрессии) в пределах ВЕП от мощных внешних инденторов – в первую очередь Аравийской плиты с юга и рифта Срединно-Атлантического хребта с северо-запада – к границам Восточно-Европейской платформы и вглубь нее в виде «языков» [13] открывает принципиальную возможность последовательной, направленной, с увеличением расстояния и снижением уровня внутрикоровых напряжений от главной границы индентора, зонации сейсмического потенциала и сейсмической активности. Одновременно перед исследователями возникают другие кардинальные вопросы. Среди них два представляются имеющими важность первостепенную как в научном, так и в прикладном отношениях.

Первый вопрос заключается в том, сколь быстро в пределах каждого из «потоков» («языков») убывает с расстоянием центростремительно сейсмический потенциал. Второй, сопряженный с первым, вопрос состоит в выяснении характера этого убывания – постепенном или неравномерном в латеральном пространстве. И, если высвобождение энергии в пространстве идет неравномерно, то, как и где обнаруживаются «всплески» активности, с чем это связывается, чем определяется? Ответы в простейшем варианте можно получить путем подсчета удельной плотности эпицентров, удельной выделенной (за определяенное время) энергии и $M_{\rm max}$ в секторах с удалением от границы индентора.

Разъяснение второго вопроса находим двумя путями. Во-первых, выявляя участки и полосы (в проекции на поверхность) скоплений эпицентров и, во-вторых, прослеживая крупные неоднородностей земной коры в пределах сейсмоактивного слоя, в первую очередь, крупные зоны разломов и тектонические швы. Наиболее значимыми в геодинамическом аспекте *а priori* должны быть поперечные к транспрессивным областям («языкам») такого рода структуры, своего рода перегородки, препоны силам центробежных «потоков» энергии. В пределах Аравийского, к Воронежскому выступу, таковыми служат Северо-Анатолийский разлом, Южно-Азовский и Северо-Азовский разломы. В пределах Северо-Атлантического, с Архангельским выступом, – это западная граница ВЕП (норвежский край Фенноскандинавского щита), Западно-Ботническая зона, Карельская зона (Куусамо), зона Горла Белого моря.

Для оценки сейсмического потенциала в трехосном измерении, как объемов сейсмоактивного слоя, намечено использовать три показателя сейсмичности, выделяемых на различном расстоянии от разных, удаленных, с разных направлений действующих главных инденторов. Таковыми служат плотность эпицентров (за период?), суммарная выделенная энергия (за период?), выявленные (за тысячелетия, где это возможно) значения M_{max} оценки повторяемости событий с $M \ge 6$. Новый подход требует тщательной проработки.

- 1. Комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации ОСР-97. Объяснительная записка. М., 1999. 59 с.
- Никонов А. А., Медведева Н. С., Шварев С. В. Актуализация каталога землетрясений Европейской России в рамках подготовки комплекта карт ОСР-12 // Перспективы развития инженерных изысканий в строительстве в Российской федерации : Материалы VII Общероссийской конференции, 15-16 декабря 2011 г. – Москва, 2011. – С. 221-224.

- Никонов А. А., Шварев С. В. Землетрясения доисторического периода в системе совершенствования оценок сейсмической опасности/безопасности (Восточно-Европейская платформа и ее обрамление) // Перспективы развития инженерных изысканий в строительстве в Российской федерации : Матуриалы VII Общероссийской конференции. – М., 2011. – С. 224-227.
- 4. *Никонов А. А.* Новый этап познания сейсмичности Восточно-Европейской платформы и ее обрамления // Доклады АН. 2013. Т. 450. № 4. С. 465-469.
- 5. *Никонов А. А., Шварев С. В.* Активные разломы и сейсмолинеаменты Восточной Фенноскандии // Активные разломы и их значение для оценки сейсмической опасности: современное состояние проблемы : Материалы XIX научно-практич. конференции, 7-10 октября 2014 г., г. Москва. Воронеж : Научная книга, 2014. С. 275-279.
- 6. *Никонов А. А., Шварев С. В.* Сейсмолинеаменты и разрушительные землетрясения в российской части Балтийского щита: новые решения для последних 13 тысяч лет // Геолого-геофизическая среда и разнообразные проявления сейсмичности : Материалы Международной конференции, 23-25 сентября 2015 г. Нерюнгри, 2015. С. 243-251.
- 7. Никонов А. А., Шварев С. В., Сим Л. А., Родкин М. В., Биске Г. С., Маринин А. В. Скальные палеосейсмодеформации на Карельском перешейке (ключевой участок «пещеры Иностранцева», Ленинградская область) // ДАН. – 2014. – Т. 457. – № 5. – С. 591-596.
- Никонов А. А., Шварев С. В., Николаева С. Б. Мурманское побережье крупнейшая в Российской Арктике сейсмогенерирующая зона: новейшие разработки / Отв. ред. В. И. Павленко // Природные ресурсы и комплексное освоение прибрежный районов Арктической зоны. – Архангельск, 2015. – С. 34-40.
- 9. Николаева С. Б., Никонов А. А., Шварев С. В., Родкин М. В. Комплексные палеосейсмогеологические исследования ключевого участка в юго-западной части Кольского полуострова (северо-восток Фенноскандинавского щита) // ДАН. – 2016. – Т. 469.– № 2.
- Шварев С. В., Никонов А. А., Фроль В. В. Морфоструктура, тектоническая и сейсмическая активность в бассейне Белого моря: анализ на основе ЦМР, геологических и сейсмических данных // Геоморфологические ресурсы и геоморфологическая безопасность : от теории к практике : Материалы Всеросс. конференции «VII Щукинские чтения». М., 2015. С. 199-202.
- 11. *Никонов А. А.* Современная геодинамика Восточно-Европейской платформы в свете новых данных по актуотектонике // Материалы междунар. конференции памяти В. Е. Хаина, г. Москва, 1-4 февраля 2011 г. М., 2011. С. 1336-1341. CD-ROM.
- 12. Никонов А. А. Геодинамика и сейсмичность Восточно-Европейской платформы: развитие идей Ю. К. Щукина о воздействии окружающих подвижных поясов // Активные разломы и их значение для оценки сейсмической опасности: современное состояние проблемы : Материалы XIX научно-практич. конференции, 7-10 октября 2014 г. Москва, Воронеж : Научная книга, 2014. С. 269-274.
- 13. Никонов А. А. Сейсмичность Восточно-Европейской платформы (ВЕП) как отражение геодинамического воздействия на платформу окружающих подвижных поясов // Актуальные проблемы динамической геологии при исследовании платформенных областей : Материалы Всеросс. научной конференции, 24–26 мая 2016 г. – М., 2016. – С. 107-111. CD-ROM.
- 14. Щукин Ю. К. Глубинная сейсмотектоника Северной Евразии. Недра Поволжья и Прикаспия. Тринадцатый специальный выпуск. – 1996. – С. 6-11.
- 15. *Юдахин Ф. Н., Щукин Ю. К., Макаров В. И.* Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере ВЕП. – Екатеринбург, 2003. – 299 с.

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ З И 5 ИЮЛЯ 2015 ГОДА НА ЗАПАДЕ ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Н. Н. Носкова

Институт геологии Коми научного центра Уральского отделения РАН, г. Сыктывкар, Россия

3 и 5 июля 2015 года произошли сейсмические события на северо-востоке Нижегородской области, вблизи границы с Кировской областью. Первое землетрясение было зарегистрировано российскими и зарубежными станциями (рис. 1), второе, слабое – только близрасположенными. На сайте Международного сейсмологического центра (ISC, Англия) [1] по землетрясению 3 июля представлен бюллетень IDC, согласно которому его зарегистрировали станции на расстоянии до 25°.



Рис. 1. Расположение сейсмостанций, привлекаемых для обработки сейсмических событий 3 и 5 июля 2015 г.

Локация и расчет параметров сейсмических событий выполнялись в программном комплексе WSG [2] с использованием годографа для Восточно-Европейского кратона, по данным Ю. К. Щукина [3-4].

Станция «Пожег» (РZG) Института геологии (ИГ) Коми НЦ УрО РАН (Сыктывкар) зарегистрировала землетрясение 3 июля. Также были получены волновые формы станций «Киров» (KIRV), «Пермогорье» (PRG), «Климовская» (KLM), «Арти» (ARU), «Североуральск» (SVUR), «Амдерма» (AMD) и финских Joensuu (JOF), Sumiainen (SUF), Oulu (OUL) (рис. 2). На рис. 1 показано расположение этих станций. Ближайшей к эпицентру события была станция KIRV ($\Delta = 1,7^{\circ}$), самая удаленная – AMD ($\Delta = 13,6^{\circ}$). Азимутальное окружение 22,8-315°. По нашим расчетам землетрясение имело следующие параметры: время в очаге $t_0 = 17^{h}05^{m}40^{s}$ (UTC), координаты – 57,819 N, 46,394 Е, локальная магнитуда ML = 3,9, энергетический класс по Т. Г. Раутиан $K_p = 10,9$, глубина h = 24 км. По нашим расчетам, событие произошло в 1,7 км северо-западнее места впадения р. Якункино в р. Вахтан и в 20 км северо-западнее г. Шахунья. В таблице 1 приведены решения события 3 июля по данным определений различных сейсмологических сетей. Координаты рассчитанных эпицентров близки, за исключением автоматической обработки NORSAR. Параметры ГС РАН (Обнинск) приводятся по результатам обработки И. П. Габсатаровой.

5 июля 2015 г. в том же районе, в 21 км севернее эпицентра 3 июля, было зарегистрировано второе землетрясение. Оно слабее предыдущего, по данным ГС РАН (Пермь) *ML* = 2,5. Событие произошло на самой границе Нижегородской и Кировской областей, между поселками Вахтан и Сява, в месте впадения р. Шуравка в р. Большая Кокша.

Обработка события проводилась по записям станций «Киров» (KIRV), «Пермогорье» (PRG), «Климовская» (KLM), «Власы» (PR4R), «Пожег» (PZG), «Арти» (ARU), «Лешуконское» (LSK) (рис. 3). Ближайшей к эпицентру события была станция KIRV ($\Delta = 1,7^{\circ}$), самая удаленная – LSK ($\Delta = 6,9^{\circ}$). Азимутальное окружение 41,5-357,5°. По нашим расчетам землетрясение имело следующие параметры: $t_0 = 06^{h}11^{m}38^{s}$ (UTC), 58,003 N, 46,444 E, h = 15 км. На записях события присутствуют ярко выраженные поверхностные волны, что, свидетельствует, о небольшой глубине источника.



Рис. 2. Фрагменты записей вертикальной компоненты землетрясения вблизи г. Шахунья 3 июля 2015 г., расположенные по времени прихода первой фазы

Таблица 1

 $\varphi, \circ N$ $\lambda, \circ E$ Магнитуда Сеть Время в очаге, t_0 *h*, км 17:05:40 46,394 ML 3,9 24 ИГ, Сыктывкар 57,819 17:05:37.35 10-15 **OBN** (ГС РАН, Обнинск) 57,980 46,386 ГС РАН, Пермь http://pts.mi-perm.ru 17:05:42 57,98 46,38 3,2 * f IDC (Австрия) http://www.isc.ac.uk 17:05:38.54 58,1152 46,4617 ML 3.6 USGS http://www.webdc.eu 17:05:37 58,02 46,28 *mb* 4,2 14.8 NORSAR (Норвегия) 17:05:23 56,55 46.96 3,5 http://www.norsardata.no

Параметры землетрясения 3 июля 2015 г. по данным различных сейсмологических центров

Примечание: **f* – *фиксированная глубина*



Рис. 3. Фрагменты записей *z*-компоненты землетрясения 5 июля 2015 г., расположенные по времени прихода первой фазы

Результаты обработки И. П. Габсатаровой события 5 июля 2015 г.: $t_0 = 06^{h}11^{m}36.16^{s}$, 58,174 N, 46,489 E, h = 10-15 км. Решение ГС РАН (Пермь): $t_0 = 06^{h}11^{m}38^{s}$, 58,17 N, 46,48 E, магнитуда 2,5 [5].

Нами был проведен опрос жителей г. Шахунья, д. Сява, Доронькино, но лишь 2 месяца спустя. Население в целом землетрясения не ощущало. Лишь в д. Доронькино 3 человека сказали, что почувствовали его. Одна из жительниц разговаривала по телефону с мамой, которая тоже ощутила подземный толчок.

Зафиксированные события являются нижнекоровыми. Они приурочены к самому западному ограничению Котельничского свода Волго-Уральской антеклизы, к зоне сочленения двух надпорядковых структур – Волго-Уральской антеклизы и Московской синеклизы. Для обеих структур характерны проявления слабой сейсмичности – известны исторические землетрясения, а также зафиксированы инструментальные.

Регистрация сейсмических событий в северо-восточной части Русской плиты свидетельствует о ее неотектонической и сейсмической активизации на современном этапе. Вместе с тем фиксируемые сейсмические события слабые, что, возможно, обусловлено малой скоростью деформации земной коры в данном регионе.

Автор глубоко признателен коллегам из ГС РАН г. Архангельск, г. Обнинск и г. Пермь за предоставленные сейсмические записи, без привлечения которых была бы невозможна локация землетрясений.

- 1. International Seismological Centre. [Электронный ресурс]. Режим па: http://www.isc.ac.uk/
- Красилов С. А., Коломиец М. В., Акимов А. П. Организация процесса обработки цифровых сейсмических данных с использование программного комплекса WSG // Современные метода обработки и интерпретации сейсмологических данных: Материалы международной сейсмологической школы, посвященной 100-летию открытия сейсмических станций «Пулково» и «Екатеринбург». – Обнинск : ГС РАН, 2006. – С. 77-83.
- Санина И. А., Куликов В. И., Нестеркина М. А., Константиновская Н. Л., Волосов С. Г. Региональные сейсмические наблюдения взрывов и землетрясений / Под ред. В. В. Адушкина и А. А. Маловичко // Взрывы и землетрясения на территории Европейской части России. – М. : ГЕОС, 2013.
- Юдахин Ф. Н., Щукин Ю. К., Макаров В. Н. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. – Екатеринбург : УрО РАН, 2003.
- 5. Сейсмологический мониторинг Западного Урала [Электронный ресурс]. Режим доступа : http://pts.mi-perm.ru/region/

УНИКАЛЬНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ -ПОГРЕБЁННЫЕ МЕТЕОРИТНЫЕ КРАТЕРЫ НА ТЕРРИТОРИИ ВКМ

Р. А. Орлов¹, Э. И. Золототрубова¹, Э. В. Калинина^{2,1}

¹ Федеральный исследовательский центр «Единая геофизическая служба РАН», г. Воронеж, Россия; ² Воронежский государственный университет, г. Воронеж, Россия

Проблема возникновения и развития своеобразной тектонической структуры – Курского «грабена» – вызывает живой интерес у всех специалистов, изучающих Воронежскую антеклизу [1-2]. Вопрос о происхождении впадины продолжает оставаться дискуссионным до настоящего времени, несмотря на то, что изучение ее буровыми работами началось около 50 лет назад. Надо признать, что геологи Курской экспедиции, проводившие картирование выделенной геофизиками структуры, не решились признать «экзотическое» метеоритное происхождение кратера и назвали его Курским грабеном тектонического происхождения. Мы поддерживаем мнение, высказанное ранее (в 1975 г.) главным научным сотрудником ВСЕГИИ В. С. Масайтисом, о том, что Курская впадина имеет метеоритное происхождение и является астроблемой.

Курский метеоритный кратер входит в список 15 достоверных наиболее крупных (диаметром более 3 км) метеоритных кратеров, открытых к настоящему времени на территории России [3-4]. По своим размерам он не относится к разряду крупных, его диметр составляет 5-6 км, в то время как, например, Калужский кратер имеет диаметр 15 км, а знаменитый Попигайский кратер в Сибири – 100 км. Курский кратер, образованный в результате падения небесного тела диаметром несколько сотен метров, относится к разряду погребенных, перекрытых мощным чехлом осадочных отложений. На космических снимках, в отличие от некоторых других структур, он не находит отражения.

Сохранившиеся метеоритные кратеры являются достаточно уникальным образованием, несмотря на то, что образование их в геологической истории Земли и других небесных тел, достаточно рядовое явление. Кратер формируется благодаря действию интенсивной ударной волны, которая возникает в точке соударения и радиально распространяется наружу через породы мишени. Диаметр центрального поднятия составляет около 0,2 диаметра кратера, а отношение глубины воронки к диаметру кратера составляет около 0,10-0,12.

Курский кратер находится в пределах мегаблока КМА Воронежского кристаллического массива (ВКМ), являющегося в свою очередь частью Восточно-Европейской платформы [4]. В состав кристаллического фундамента, который стал мишенью космического объекта, входят гранитогнейсы обоянской серии нижнего архея. В настоящее время сам кратер и окружающая его рама перекрыты осадочным чехлом мощностью 130-160 м, в состав которого входят породы среднего девона, юры, мела и современные отложения. Породы чехла залегают практически горизонтально. В кольцевом желобе кратера, глубина которого колеблется от 175 до 200 м, буровыми скважинами вскрыты осадочные породы среднего и верхнего девона и нижнего карбона, которые за пределами кратера отсутствуют. Отношение глубины кратера к его диаметру равно 0,03-0,04, а диаметр центрального поднятия составляет 0,25 диаметра кратера, что близко к кратерам других изученных кратеров. Время возникновения Курского кратера оценивается в 250 ± 80 млн. лет. Кратер был обнаружен при проведении гравиметрической съемки масштаба 1:50 000 и ее последующей детализации. Особенно ярко структура выделяется на картах 1-ой и 2-ой производной силы тяжести (рис. 1). Средняя плотность пород кристаллического фундамента в этом районе составляет 2,74 г/см³, а средняя плотность осадочных пород, заполняющих кратер 2,32 г/см³. Дефицит плотности – 0,42 г/см³ при средней мощности осадочных пород в структуре 150 м. создает отрицательную гравиметрическую аномалию величиной до 2-4 мгл. в наблюденном поле силы тяжести. В магнитном поле кратер не нашел отражения.

Последующая заверка бурением выделенной по геофизическим данным структуры подтвердила предположение о наличии значительного кольцевого понижения в эрозионном среза кристаллического фундамента. По данным бурения структура имеет центральное поднятие



Рис. 1. Отражение погребенного Курского метеоритного кратера в поле силы тяжести (d2g/dz2) и полевые пункты измерения микросейсмического шума

высотой до 160 м относительно дна кратера, которое выполнено раздробленными породами фундамента (граниты, гранитогнейсы, амфиболиты и лабродориты). В пределах кратера кристаллические породы фундамента интенсивно раздроблены до глубины 565 м. В пределах кратера обнаружено и в настоящее время успешно эксплуатируется Халинское месторождение минеральных подземных вод.

Микросейсмическое поле в районе кратера было изучено в 17 точках, размещенных на двух профилях (рис. 1). Для учета временных вариаций и приведения измерений к одному уровню была выставлена опорная сейсмическая станция. По результатам полевых измерений изучалось распределение по профилям среднего модуля амплитуд составляющих МСШ и его спектральные характеристики.

Анализ амплитудно-частот-ных характеристик МСШ по профилю І-І показал, что структура метеоритного кратера хорошо отражается в распределении спектральных амплитуд по глубине (рис. 2). О связи частоты МСШ с глубиной залегания неоднородности мы уже говорили выше.

В центре профиля, на пунктах Т5 и Т6 высокие значения микросейсмического шума на частотах 6,0-8,0 Гц связаны с круглосуточной работой погружных насосов в скважинах, рассматриваются как не устраняемая помеха. В северо-за-



Рис. 2. Результаты геолого-геофизических работ по профилю I-I. *a* – графики второй производной силы тяжести (d2g/dz2) и интенсивности микросейсмического шума на частоте 0,7-1,0 Гц (Az прив.); б – геологический разрез; в – результаты микросейсмического зондирования в диапазоне частот 8-0,2 Гц

падной части профиля на частотах от 8 до 2 Гц амплитуды микросейсмического шума имеют пониженные значения (0,5-0,75 относительно опорной точки). Структура амплитудночастотного спектра в этом диапазоне частот простая, что свидетельствует об однородности пород осадочного чехла, выдержанности их мощности. Повышение уровня шума в юговосточной часто профиля (пункты T1 и T2) объясняется сокращением мощности плотных отложений мела (размыв их в долине р. Сейм) и увеличением мощности рыхлых, водонасыщенных образований надпойменных терасс. Можно констатировать, что все особенности микросейсмического шума, которые мы объясняем неоднородностями в осадочном чехле, нижняя граница которого находится на глубине 120-160 м, отмечены в диапазоне частот от 8 до 2 Гц.

Погребенные под толщей юрских и меловых песчано-глинистых отложений мощностью 120-160 м, известняки, алевролиты, песчаники, глины и пески среднего и верхнего девона и нижнего карбона, выполняющие локальную впадину в пенепленизированном кристаллическом фундаменте, достаточно уверенно выражаются в микросейсмическом шуме. Мощность переслаивающихся образований среднего и верхнего девона и нижнего карбона в кратере составляет от 190 до 240 м. Плотность и скорость распространения сейсмических волн в этих образованиях значительно ниже, чем во вмещающих породах кристаллического фундамента. Сейсмическая жесткость осадочных пород ниже, чем у пород фундамента, что и вызывает повышение уровня микросейсмического шума над этой геологической неоднородностью в определенном диапазоне частот. Вскрытые интенсивно дробленые и трещиноватые породы кристаллического фундамента также внесли определенный вклад в появление аномально высокого уровня шума на частотах 0,3-1,0 Гц.

Проведенные измерения МСШ подтвердили общую структуру кратера – достаточно крутые склоны и наличие в центре поднятия пород кристаллического фундамента, зафиксированного гравиметрическими работами и бурением.

Буровыми работами установлено верхняя граница геологической неоднородности. Подошва юрских пород, перекрывающих кристаллический фундамент за пределами кратера и кровля пород карбона внутри его, находится на абсолютных отметках +70 ÷ 80 м. Нижняя граница установлена с меньшей надежностью. Установлено, что дно кратера находится на абсолютных отметках -110 ÷ 150 м, а мощность трещиноватых пород фундамента достигает 230 м. Эти границы можно считать реперными при оценке зависимости между частотной характеристикой микросейсмического шума и глубиной выделенных геологических неоднородностей.

Курский метеоритный кратер не единственный на территории ВКМ. При интерпретации результатов комплексных геофизических съемок в конце 80-х годов к северу-западу от Воронежа была обнаружена локальная отрицательная гравиметрическая аномалия (рис. 3). Диаметр структуры в кристаллическом фундаменте около 2 км (рис. 3-4).

Депрессия картируется отрицательной аномалией поля силы тяжести (рис. 3) и локальной отрицательной аномалией магнитного поля. Структура находится в Семилукском районе Воронежской области на окраине деревни Лосево. Впадина с перепадом глубин до фундамента более 300 метров была изучена в 1991 году бурением и получила в материалах ГГП «Воронежгеология» наименование «Лосевский кратер».

На геолого-геофизической карте (рис. 5) кроме двух локальных депрессий в рельефе кристаллического фундамента выделены две предполагаемые трубки взрыва (кимберлитовые трубки).

Перед проведением на Лосевской депрессии буровых работ участок был изучен детальными геофизическими, которые подтвердили наличие локальной отрицательной структуры в фундаменте. К большому сожалению, отчет о проведенных работах в геологических архивах не сохранился. По устному сообщению главного геолога ООО «Воронежгеология» В. П. Михина, две скважины за пределами выявленной депрессии вскрыли граниты атаманского комплекса на глубине около 180-200 м. Скважина, пройденная в эпицентре депрессии, прошла глубже этой отметки более 300 м и вскрыла трещиноватые, дробленые породы фундамента. Породы осадочного чехла, перекрывающие кристаллические породы представлены крупными обломками песчаников и сланцев живетского яруса среднего девона (360380 млн. лет). Породы чехла на глубине залегают под углом порядка 45°. Возраст этих пород определен споро-пыльцевым анализом в лаборатории ВГУ.



Рис. 3. Отражение «Лосевского метеоритного кратера» на корте первой вертикальной производной поля силы тяжести (dg/dz) масштаба 1:50 000. 1 – положительное поле dg/dz; 2 – отрицательное поле dg/dz; 3 – нулевая изолиния;, 4 – изолинии положительных значений dg/dz;, 5 – изолинии отрицательных значений;, 6 – величина поля в этвешах



Рис. 4. Фрагмент геолого-геофизическая карта масштаба 1:200 000 (И. И. Кривцов и др., 1990). 1 – верхняя толща лосевской серии (PR11 ls2); 2 – нижняя толща лосевской серии (PR11 ls1); 3 – граниты атаманского комплекса (уζPR13at1); 4 – плагиограниты усманской серии (рiуPR1 us); 5 – зоны глубинных разломов; 6 – предполагаемые трубки взрыва; 7 – локальные депрессии в рельефе докембрия), 8 – участок детальных работ

Изучение кратера носит не только чисто научный интерес. С большой долей вероятности здесь может быть открыто месторождение минеральных или столовых подземных вод, связанных с зоной трещиноватости в кристаллических породах фундамента и чехла на глубинах 500-600 м.

Наличие описанных выше структур, имеющих примерно один возраст (средний девон), близких по геоморфологии (диаметр, глубина) и расположенных в различных мегаблоках ВКМ, косвенно подтверждает теорию метеоритного происхождение контрастных локальных депрессий в кристаллическом фундаменте ВКМ.

- 1. Лукьянов В. Ф., Буравлева Е. Н. Курский грабен как фрагмент мамонского рифтогенного прогиба на Воронежской антеклизе // Вестник Воронежского государственного университета. Серия геология. 2014. № 3. С. 124-128.
- 2. Молотков С. П., Скулов Н. А., Шевырев Л. Т. Рецензии к статье В. Ф. Лукьянова, Е. Н. Буравлевой «Курский грабен как фрагмент Мамонского рифтогенного прогиба на Воронежской антеклизе» // Вестник Воронежского государственного университета. Серия геология. – 2014. – № 3. – С. 130-136.
- 3. *Масайтис В. Л.* Астроблемы на территории СССР // Сов. Геол. 1975. № 11. С. 52-64.
- 4. *Орлов Р. А.* Опыт использования микросейсмического шума для решения геологических задач в условиях платформы (на примере Воронежского кристаллического массива / Р. А. Орлов // Вестник ВГУ, Серия Геология. Воронеж, 2011. № 1. С. 184-192.

СТРУКТУРА ЗЕМНОЙ КОРЫ КАРСКО-БАРЕНЦЕВСКОГО РЕГИОНА

Н. И. Павленкова¹, С. Н. Кашубин², Т. С. Сакулина³, Г. А. Павленкова¹

¹ Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия; ² Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, г. С.-Петербург, Россия; ³ «Севморгео» Роснедра, г. С.-Петербург, Россия

Первые работы по изучению глубинного строения Карско-Баренцевского региона были проведены в конце пошлого столетия по профилям ГСЗ-76 и ГСЗ-82 [4, 8] (рис. 1). Затем комплексные исследования ОГТ и ГСЗ были проведены «Севморгео» с 1995 г. по 2007 г. по опорным профилям 1-АР, 2-АР, 3-АР и 4-АР [12-13]. Этими исследованиями была установлена необычная структура земной коры шельфовых зон Арктики по сравнению с другими океаническими областями: оказалось, что она представлена континентальным типом коры, характерным для молодых платформ [6]. Другой важной особенностью коры Карско-Баренцевского региона является наличие очень глубоких впадин с мощностью осадочного чехла платформенного типа более 20 км. С точки зрения общих геодинамических проблем, полученные данные представляют больший интерес для изучения характера сочленения молодых плит с древними платформами, в данном случае, особенности сочленения Баренцевской плиты с Восточно-Европейской платформой, и для изучения природы формирования глубоких платформенных впадин.



Рис. 1. Схема расположения профилей глубинных сейсмических исследований в Баренцево-Карском регионе и карта мощности осадочного чехла [12]. 1-АР, 2-АР, 3-АР и 4-АР профили ОГТ и ГСЗ «Севморгео», ГСЗ-76 и ГСЗ-82 – профили Института физики Земли РАН. Впадины: ЮБВ – Южно-Баренцевская, СБВ – Северо-Баренцевская, ЮКВ – Южно-Карская, СКВ – Северо-Карская

Особенности строения переходной зоны от Восточно-Европейской платформы к молодой Баренцевской плите наиболее полно представлены по профилю 1-АР (рис. 2). Общая протяженность профиля 1-АР 1440 км, он опирается южным концом на разрез Кольской сверхглубокой скважины СГ-3, а северным – на разрез опорно-параметрической скважины Хейса-1 на Земле Франца-Иосифа. Профиль пересекает северную окраину Балтийского щита (Кольско-Канинскую моноклиналь) и глубокие впадины Баренцева моря: северо-западную окраину Южно-Баренцевской впадины и центральную часть Северо-Баренцевской впадины.

Сейсмические исследования по профилю 1-АР выполнены по очень плотной системе наблюдений. Донные станции, расставленные вдоль профиля с интервалом 10-20 км, обеспечили регистрацию полезных волн на расстояниях от источника до 250-300 км и глубинность исследований до 40-50 км. Для возбуждения сейсмических колебаний использовались мощные пневмоисточники при интервале между пунктами взрыва в 250 м. Основная обработка материалов по профилю 1-АР была проведена в «Севморгео», кроме этого построение скоростного разреза по продольным волнам было выполнено в ИФЗ РАН и по поперечным волнам – во ВСЕГЕИ (рис. 2).



Рис. 2. Сейсмические разрезы земной коры Баренцевских впадин по профилям 1-АР и ГСЗ-82 Цифрами даны скорости продольных волн, в скобках соотношение скоростей продольных и поперечных волн. Утолщенными линиями отмечены отражающие границы

Область сочленения Баренцевской плиты с Восточно-Европейской платформой (ВЕП) не отличается существенным изменением структуры земной коры. Кольско-Канинская моноклиналь сохраняет основные особенности коры Балтийского щита, отличаясь лишь уменьшением толщины до 35 км по сравнению с 40-45 км в северной части щита. Кора представлена тремя основными слоями, типичными для ВЕП, со скоростью 5,7-6,2 км/с (верхняя кора), 6,4-6,5 км/с (средняя кора) и 6,8-7,0 км/с в нижней коре. Сходные данные получены и по поперечным волнам (отношения $V_p/V_s = 1,73-1,75$ типичены для континентальной коры). Данные по скоростям поперечных волн имеют большое значение для более точного определения состава земной коры [6], и в этом плане полученные по профилю 1-АР материалы надежно подтверждают сходство коры Баренцевской плиты с корой Балтийского щита, для которой получены такие же величины V_p/V_s [17].

Но в пределах Баренцевской плиты наблюдается некоторое уменьшение мощности коры и скорости в ее средней части по сравению с ВЕП. Такое же изменение структуры земной коры характерно и для других молодых платформ, окружающих ВЕП, Западно-Европейской и Скифской. Но по характеру сочленения этих платформ они существенно различаются. Западно-Европейские молодые плиты отделены от ВВП четко выраженной разломной зоной Тессейера-Торнквиста. В структуре земной коры эта зона проявляется в резком изменении мощности коры с разрывом границы М, в наличии в низах коры и в верхах мантии наклонных отражающих площадок и в сложной структуре фундамента, тоже осложненного нарушениями [16]. Между Баренцевской плитой и ВВП такие разломы не наблюдаются, так же как и между ВЕП и Скифской плитой. На профиле 1-АР некоторые разрывы выявлены лишь по границе М: на ПК 400 наблюдается разрыв этой границы с резким увеличением ее глубины от 35 до 43 км. Выше границы М в этой части профиля на глубине 30-32 км выделяется отражающая граница, создающая тоже интенсивные отраженные волны, сопоставимые с волнами PmP. Пластовая скорость между этими границами 7,1-7,2 км/с, что выше обычных скоростей в нижней коре данного профиля, но типично для коры Восточно-Европейской платформы. Такие нарушения по границе М типичны и для Балтийского щита, но размеры таких блоков на щите существенно больше, чем на профиле 1-АР, и перепад глубин до Мохо достигает 20 км, а скорость в низах коры 7,3-7,5 км/с [10].

Определенное сходство в структуре земной коры северной и южной пограничных зон Восточно-Европейской платформы наблюдается и в формировании глубоких впадин с мощностью осадочного чехла более 20 км и с тонкой консолидированной корой базитового состава. Это Южно-Баренцевская впадина на северной окраине ВЕП и Прикаспийская впадина – на южной. Структура коры Южно-Баренцевской впадины была выявлена на основании профиля ГСЗ-82 (рис. 2). По этому профилю глубина впадины составляет около 20 км, а консолидированная кора практически полностью сложена базитовым веществом с сейсмическими скоростями более 7,0 км/с [8]. Такое же строение земной коры характерно и для Прикаспийской впадины [5]

Формирование глубоких впадин на окраинах континентов, особенно впадин с высокоскоростной корой часто связывают с процессами рифтогенеза. Для Южно-Баренцевской впадины это обосновывалось наличием протяженного прогиба вдоль Ново-Земельской гряды (рис. 1) [3]. Но глубинные сейсмические зондирования показали, что формирование впадин вдоль этого прогиба связано с разными процессами, так как их консолидированная кора принципиально отличается по составу: она базитовая в Южно-Баренцевской впадине и гранито-гнейсовая в Северо-Баренцевской (рис. 2). То есть, в таком относительно небольшом регионе сформировались две глубокие впадины принципиально разного типа: континентального и «субокеанического» по классификации В. В. Белоусова и Н. И. Павленковой [3]. Общими структурными особенностями впадин является их изометрическая форма, при глубине порядка 20 км их дно имеет плоскую форму, и поверхность фундамента часто представлена протяженными практически горизонтальными сейсмическими границами. Все это не характерно для впадин рифтовой природы.

Более обоснованными процессами формирования коры «субокеанического» типа (Южно-Баренцевской и, как отмечалось выше, Прикаспийской) является «базификация» коры, то есть насыщение ее интрузиями основного состава [11, 14], и «эклогитизация» ее нижнего слоя с переходом пород основного состава в эклогиты, характеризующиеся мантийными скоростями [3]. О процессе базификации земной коры в Баренцевском регионе можно судить по высокоскоростным (6,7 км/с) внедрениям в верхнюю кору на нескольких участках профиля 1-АР: ПК 230-260, 420-470 и 620-670 км (рис. 2). Процессом эклогитизации можно объяснить сокращение под впадинами мощности консолидированной коры и подъем границы М.

Однако оба эти процесса не позволяют объяснить медленное и плавное погружение фундамента при образовании платформенных впадин и полное исчезновение двух верхних слоев коры под «субокеаническими» впадинами. Очевидно, следует также учитывать изме-

нение реологических свойств вещества при поступлении в кору дополнительной энергии, увеличающей ее пластичность и обеспечивающей медленные перемещения вещества, его горизонтальное течение. Наиболее значительные такие перемещения возможны по ослабленным зонам пониженных сейсмических скоростей, часто наблюдаемым в средней части коры (рис. 2). При образовании впадин за счет поступлении в нижнюю кору мантийного вещества увеличивается общее давление снизу на всю кору, что вызывает отток вещества из ослабленного слоя в пограничные регионы и погружение верхнего слоя.

Формирование впадины с континентальным типом коры, как у Северо-Баренцевской впадины, объяснить гораздо труднее. Такая кора существенно отличается от коры и всех других глубоких впадин, выявленных в пределах древних и молодых платформ Евразии, для которых типичным является увеличение сейсмических скоростей в консолидированной коре и сокращение мощности гранито-гнейсового слоя. Под Северо-Баренцевской впадиной наблюдается обратная тенденция. Граничная скорость по поверхности фундамента всего 5,7 км/с. Пониженные скорости характерны и для всей консолидированной части коры: 5,7-6,2 км/с на глубине от 15 до 30 км, а слой средней коры со скоростями 6,4-6,5 км/с практически отсутствует (рис. 2). Эти данные подтверждены и материалами по профилю 4-AP [12]. В формировании Северо-Баренцевской впадины преобладали, вероятно, процессы эклогитизации нижней коры [1].

Таким образом, большой возраст Баренцевских впадин, плоская структура фундамента и спокойное залегание осадочных пород свидетельствуют о том, что их формирование происходило постепенно в течение длительного времени в результате сочетания нескольких геодинамических процессов: это образование небольших локальных рифтов с разрывом верхней коры, поступление в кору мантийных интрузий (базификация коры), метаморфизм пород коры, эклогитизация ее нижней части. Следует предполагать и отток материала из ослабленной зоны коры. Для всех отмеченных процессов формирования крупных по площади впадин необходим обширный, достаточно равномерный и долго действующий источник энергии. Наиболее вероятным таким источником может быть поступление в низы коры мантийного материала, насыщенного глубинными флюидами, или просто продолжительный поток глубинных флюидов [9]. Эти потоки должны быть достаточно спокойными и длительными, что в свою очередь предполагает существование под впадинами, долговременных проницаемых зон литосферы или глубинных нарушений. Округлая форма платформенных впадин также подтверждает предположение о наличии под глубокими впадинами мантийных каналов повышенной флюидной проницаемости. Формируются эти каналы, очевидно, вдоль границ платформенных плит разного возраста. Возможно, этим и объясняется расположение описанных глубоких впадин по окраинам древней платформы и вдоль границ между крупными тектоническими структурами. Все это подчеркивает большое влияние на структуру и динамику земной коры процессов, происходящих в верхней мантии, и связь этих процессов с глубинной неоднородностью литосферы, что неоднократно подчеркивалось в работах Ю. К. Щукина [15].

- 1. Артюшков Е. В., Беляев И. В., Казанин Г. С., Павлов С. П., Чехович П. А., Шкарубо С. И. Механизмы образования сверхглубоких прогибов (Северо-Баренцевская впадина. Перспективы нефтеносности // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 5-6. С.821-846.
- 2. *Белоусов В. В., Павленкова Н. И.* Типы земной коры Европы и Северной Атлантки // Геотектоника. 1989. № 3. С. 3-14.
- 3. *Верба М. Л.* Сравнительная геодинамика Евразийского бассейна. С-Пб. : Наука, 2008. 191 с.
- 4. Давыдова Н. И., Михота Г. Г. Глубинное строение юго-восточной части Баренцева моря по данным ГСЗ // Изучение глубинного строения восточной части Балтийского щита и

прилегающих акваторий сейсмическими методами. – Апатиты: АН СССР, 1986. – С. 70-78.

- Егоркин А. В., Разинкова М. И. Прикаспийская впадина // Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР / Под ред. Зверева С. М., Косминской И. П.). – М. : Наука, 1980. – С. 90-96.
- 6. *Кашубин С. Н.* Сейсмическая анизотропия и эксперименты по ее изучению на Урале и Восточно-Европейской платформе. Екатеринбург : УрО РАН, 2001. 182 с.
- 7. Кашубин С. Н., Павленкова Н. И., Петров О. В., Мильштеин Е. Д., Шокальский С. П., Эринчек Ю. М. Типы земной коры Циркумполярной Арктики // Региональная геология и металлогения. 2013. № 55. С. 5-20.
- 8. *Морозова Е. А., Павленкова Н. И., Хербст Р.* Сейсмическая модель земной коры юговосточной части Баренцева моря и проблемы неоднозначности ее построения // Физика Земли. 1995. № 2. С. 73-83.
- 9. *Павленкова Н. И.* Роль флюидов в формировании сейсмической расслоенности земной коры // Физика Земли. 1996. № 4. С.51-61.
- 10. Павленкова Н. И. Структура литосферы Балтийского щита по данным ГСЗ // Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программе EUROPROBE / Ред. А. Ф. Морозов, Н. В. Межеловский, Н. И. Павленкова. – М. : ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2006. – Вып. 2. – С. 33-58.
- 11. *Перчук Л. Л.* Базификация как магматическое замещение // Очерки физикохимической петрологии. – М. : Наука, 1987. – Вып. 14. – С. 39-64
- 12. Сакулина Т. С, Павленкова Г. А, Кашубин С. Н. Структура земной коры северной части Баренцево-Карского региона по профилю ГСЗ 4-АР // Геология и Геофизика. Т. 56. № 11. 2015. С. 2053-2066.
- Сакулина Т. С., Рослов Ю. В., Павленкова Г. А. Методы и результаты обработки комплексных сейсмических исследований по профилю 2-АР (Баренцево-Карский шельф) // Физика Земли. – Т. 45. – № 3. – 2009. – С. 56-63.
- 14. *Фролова Т. И., Бурикова И. А.* Магматические формации современных геотектонических обстановок. М. : Изд-во МГУ, 1997. 320 с.
- 15. *Щукин Ю. К.* Глубинные неоднородности литосферы и их влияние на структуру и динамику земной коры // Современная динамика литосферы континентов. Методы изучения. М. : Недра, 1989. С. 9-13.
- Grad M., Janik T., Yliniemi J., Guterch A., Luosto U., Tiira T., Komminaho K., Sroda P., Hoing K., Makris J., and Lund, C.-E. Crustal structure of the Mid-Polish Trough beneath the Teisseyre-Tornquist Zone seismic profile // Tectonophysics. – 1999. Vol. 314. – P. 145-160.
- 17. *FENNIA* Working group P- and S-velocity structure of the Baltic Shield beneath the FEN-NIA profile in southern Finland, Rep. S-38, University if Helsinki. – Helsinki, 1998.

УДК 550.38 +553.9

СПОСОБЫ УВЯЗКИ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ ПРИ ПОИСКАХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УГЛЕВОДОРОДОВ ПО СЛАБЫМ ТЕКТОНИЧЕСКИМ НАРУШЕНИЯМ

В. К. Паламарчук, Н. В. Глинская, Е. В. Бурдакова

Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов мирового океана им. акад. И. С. Грамберга, г. Санкт-Петербург, Россия

В настоящее время аппаратурная погрешность магнитометров не превышает долей нТл и используются средства точного спутникового координирования. Поэтому вариации

геомагнитного поля, созданные внешними и внутренними, относительно Земли, источниками, составляют наибольшую долю погрешности магнитных съемок. Поэтому, если планируется проведение высокоточной магнитной съемки с погрешностью (1-2 нТл) с целью выделения аномалий 0,3-2 нТл, то применяются специальные способы учета вариаций и увязки результатов съемки.

Наиболее простым способом учета вариаций является использование магнитных обсерваторий и/или переносных (временных) магнитных вариационных станций, устанавливаемых на время съемки. Это прямой способ учета вариаций. Применяется так же косвенный способ учета вариаций состоит в увязке наблюденного поля на рядовых (PM) и секущих (CM) маршрутах.

Косвенный способ оценки вариаций геомагнитного поля основан на том, что по невязкам поля $\Delta i j$, полученным по разности поля между *i*-тым рабочим (рядовым) и *j*-тым секущим маршрутам, оценивается тренд отождествляемый с вариациями геомагнитного поля за время съемки вдоль соответствующих маршрутов [1].

Если измеренные с помощью наземной магнитовариационной станции вариации $\delta T(t, x_0)$ отличаются от вариаций на профиле $\delta T(t, x)$, то это свидетельствует об аномальном характере протекания вариаций.

Если съемка проведена по сети рабочих (рядовых) и секущих маршрутов, то поле в точке пересечения *i*-го рабочего с *j*-м секущим маршрутом может быть представлено в виде следующих аддитивных моделей:

$$T_i = T_0 + \delta T_i + \varepsilon_i, \quad T_j = T_0 + \delta T_j + \varepsilon_j, \tag{1}$$

а невязка в точке пересечения:

$$\Delta_{ij} = \delta T_i - \delta T_j + \varepsilon_{ij}, \qquad (2)$$

где \mathcal{E}_{ij} – совокупность помех.

Невязки Δ_{ij} могут содержать не только разности вариаций, но и девиацию, разновысотность наблюдений и другие, закономерно изменяющиеся по маршруту эффекты. Если последние не были учтены до этого прямым способом, то их можно учесть по результатам увязки, так как анализ Δ_{ij} позволяет оценить суммарную неслучайную поправку. Если по Δ_{ij} оцениваются вариации, то говорят о косвенном способе их оценки. Предлагаемый способ основан на анализе модели (2), которая рассматривается на рабочих и секущих маршрутах независимо [1].

При невязках вдоль *i*-го рабочего маршрута

$$\Delta_i = \delta T_i + \eta_i, \tag{3}$$

где $\eta_i = -\delta T_i + \varepsilon_{ii}$, а вдоль *j*-го секущего

$$\Delta_j = -\delta T_j + \eta_i, \tag{4}$$

где $\eta_i = \delta T_i + \varepsilon_{ij}$; η – совокупность помех. Это означает, что одни и те же величины, в зависимости от направления оценки выделяемого сигнала δT , выступают в роли сигнала и помехи одновременно. Для таких моделей отношение сигнал/помеха обычно меньше единицы, и выделение полезного сигнала сопряжено с трудностями. Исключение составляют лишь модели с большим числом точек пересечения и простыми сигналами или способы, включающие использование нулевых приближений.

Поэтому, для повышения надежности выделения сигнала (вариаций) попытаемся уменьшить уровень помех η . Воспользуемся приближенными значениями вариаций, оцененными с помощью удаленной MBC. Приближенные значения вариаций обозначим через $\delta \hat{T}(t)$

. Предлагаемый способ работает надежно, если разность $(\delta T - \delta \hat{T})$ случайна, а ее дисперсия меньше дисперсии δT , где δT – вариации, зарегистрированные во время съемки на ортогональных маршрутах.

С учетом приближенных поправок за вариации модели (4) и (5) перепишутся в виде

$$\Delta_i' = \delta T_i + (\delta T_j - \delta T_j) + \varepsilon_{ij}, \tag{5}$$

$$\Delta'_{j} = -\delta T_{j} + (\delta T_{i} - \delta \hat{T}_{i}) + \varepsilon_{ij}, \qquad (6)$$

где Δ'_i и Δ'_j – исправленные с помощью приближенных поправок за вариации невязки вдоль рабочего и секущего маршрутов соответственно.

Учитывая соотношение дисперсий:

$$S^{2}\left(\delta T - \delta \hat{T}\right) \ll S^{2}\left(\delta T\right),\tag{7}$$

получим в моделях (5) и (6) резкое повышение отношения сигнал/помеха. Поэтому надежность выделения сигнала на фоне помех повышается, и его (сигнал) можно использовать в моделях (5) и (6).

Используя известные способы оптимальной фильтрации (5) и (6), выделяем полезный сигнал $\delta T_i(t)$ по рабочему и $\delta T_j(t)$ по секущему маршрутам. Для фильтрации используем полиноминальную или сплайн-аппроксимацию с учетом весов исходных невязок Δ_{ij} . В качестве весов используем величины, обратные градиентам поля в точках пересечения маршрутов, или величины, обратные абсолютным значениям не вязок, а также информативность каждого маршрута, например, с точки зрения возможности выбора его в качестве опорного. Полученные значения вариаций считаем приближенными с индексом первого приближения: $\delta \hat{T}_i$ ' и $\delta \hat{T}_j$ '. Такая оценка производится для всех рабочих ($i = \overline{1, m}$) и всех секущих ($j = \overline{1, n}$) маршрутов. Полученные приближения снова используем для уменьшения уровня помех в моделях (6) и (7). Процесс становится итерационным. Для каждой k-й итерации модели (6) и (7) записываются в виде:

$$\Delta_{\underline{ij}}^{k} = \Delta_{ij} + \delta \hat{T}_{j}^{k-1}, \qquad (8)$$

$$\Delta_{\underline{ij}}^{k} = \Delta_{ij} - \delta \hat{T}_{i}^{k-1}., \qquad (9)$$

Заметим, что на каждой итерации оценки вариаций по Δ_{ij}^k для рабочих маршрутов получаются со знаком «+», а для секущих – со знаком «–».

Для оценки надежности определения $\delta \hat{T}^k$ на каждой итерации оценивается ошибка увязки по формуле:

$$\sigma^2 = \frac{\sum_i^m \sum_j^n \left(\Delta_{ij} - \left(\delta \hat{\tau}_i^k - \delta \hat{\tau}_j^k\right) \right)^2}{2(mn)} \,. \tag{10}$$

2

Если $(\sigma_k - \sigma_{k-1}) < \varepsilon$, где ε – наперед заданная величина (например, погрешность измерения) или ошибка увязки не уменьшается, то процесс увязки прекращается, и в качестве поправок используются последние оценки $\delta \hat{T}^k$. Увязка прекращается. Оставшиеся после этого невязки могут быть уменьшены на последующих итерациях, которая выполняется только для разбрасывания случайных невязок перед построением карт. Заметим, что минимизация невязок не определяет активное воздействие на выражение (11) как это обычно делается в методе наименьших квадратов. Поэтому надежность разделения невязок на две независимые поправки производится с высокой степенью надежности.

В условиях Арктики, в акваториях и труднодоступных территориях возникают ситуации, когда проектные секущие маршруты не удается выполнить. Поэтому, в 1979 г. В. К. Паламарчук и А. М. Малявкин (ПГО «Севморгеология») при выполнении съемки на архипелаге Новая Земля предложили способ увязки рядовых маршрутов при отсутствии или ограниченном количестве секущих маршрутов. В этом случае задача учета вариаций решалась с помощью искусственных секущих маршрутов. Этот способ позволяет учитывать короткопериодные составляющие вариаций. Этот способ неоднократно использовался при окончательной увязке аэро- и гидромагнитных съемок и авторами данной статьи приводится алгоритм его применения.

Способ применяется при небольших невязках, полученных в результате измерения магнитного поля Земли (МПЗ) на практически прямолинейных параллельных маршрутах. Искусственные секущие маршруты (ИСМ) «проводят» ортогонально рабочим. Поле на эти маршруты «сносится» с рабочих маршрутов. Поэтому, если в последних существует межмаршрутная невязка, то она проявится в виде случайных отклонений на искусственных секущих маршрутах. Отфильтруем эту случайную составляющую независимо по каждому секущему направлению, а полученные остаточные значения, вычисленные по разности между полем на ИСМ и его сглаженными значениями, рассмотрим вдоль каждого из рабочих маршрутов. Если они содержат тренд (закономерность), то он выделяется и вводится в соответствующий маршрут. Процесс увязки итерационный. Он продолжается до тех пор, пока вдоль искусственных секущих маршрутов существует такая случайная составляющая, которая образует закономерность вдоль рабочих маршрутов.

После увязки *i*-тых PM и редкой сети *j*-тых CM в поле на маршрутах остается слабая неучтенная вариация $\Delta\delta T$. Тогда поле на маршрутах может быть представлено в виде модели

$$T_{i} = T_{i0} + \Delta \delta T_{i} + \varepsilon_{i} ,$$

$$T_{j} = T_{j0} + \Delta \delta T_{j} + \varepsilon_{j},$$
(11)

где ε_i и ε_j – случайные ошибки, $i = \overline{1, m}$, $j = \overline{1, n}$, $\Delta \delta T_i$ и $\Delta \delta T_j$ – закономерные остаточные вариации, каждая из которых коррелируется только на своем профиле, но не коррелируется между профилями.

Проведем искусственные секущие маршруты (ИСМ) ортогонально РМ с максимальной плотностью (минимальными расстояниями между маршрутами) и поле T_i на РМ_i вынесем на ИСМ_k (k = 1, ..., l, где l – число ИСМ).

На каждом UCM_k будет записано поле в m точках (по числу PM) и в этом поле, случайном по определению, наблюдается невязка между истинным полем T_{0i} без вариаций, PM_i и остаточными вариациями, то есть

$$T_{ik}^1 = T_{0ik} + \Delta \delta T_{ik} + \varepsilon_{ik} . \tag{12}$$

Как следует из моделей (12), составляющая T_{0i} на PM_i может быть выделена приближенно путем фильтрации помех в T_i^1 для учета тренда, оцененного, к примеру, путем осреднения: вычисления среднего или уравнения первого или выше порядков. В результате, после вычитания этого тренда в остатке получим первое приближение остаточных вариаций $\Delta\delta \hat{T}'$. Выставим эту оценку вдоль PM_i и получим $\Delta\delta \hat{T}_i$ в -тых точках, в которых будет присутствовать также помеха ε_i . Эту помеху можно отфильтровать и получить первое приближение для $\Delta\delta \hat{T}'$ на каждом PM_i в k-тых точках.

Будем считать это результатом первой итерации. Затем процесс повторяется на тех же ИСМ. Лишь оценка тренда на каждой новой итерации производится с помощью более высоких порядков. Так, если на первой итерации оценивалось среднее значение, то следующая итерация – уравнение первого порядка и т. д. Итерационный процесс повторяется до тех пор, пока σ_{ε} не станет равной ошибке измерения поля, например, величиной в 0,1 нТл или достаточно близкой к этой величине.

При наличии ограниченного числа секущих маршрутов они могут контролировать такую увязку. Увязка продолжается до тех пор, пока средняя квадратическая невязка по реальным секущим маршрутам значимо уменьшается. Например, каждая новая итерация уменьшает невязку на более чем 3 величины погрешности измерения МПЗ. К примеру, для современных съемок эта величина может быть равной 0,1 нТл. После такой увязки по ИСМ можно будет надежно выделять аномалии $\Delta T_a \ge 0,3$ нТл

Полученные по каждому способу и на каждой итерации поправки суммируются и могут быть использованы в других способах в качестве нулевого приближения .

Заключение. Для достижения высокой точности результатов съемки вначале используется увязка по реальным рядовым и реальным секущим маршрутам, в т.ч. дополнительным маршрутам, а вычисленные поправки сохраняются для дальнейших уточнений и/или вводятся в измерения МПЗ на маршрутах. После этого строится карта графиков или изолиний, по которой «нарезаются» ИСМ. Эти маршруты могут быть созданы как по карте графиков, так и по карте изолиний. На этих картах осталась неучтенной слабая составляющая наиболее короткопериодных вариаций. И она учитывается на последней стадии увязки, обеспечивающей наиболее высокую точность съемки. Нельзя использовать этот способ для увязки цифровой модели карты, узлы которой не совпадают с реальными маршрутами.

Итак, подводя итоги, необходимо отметить, что предлагаемый способ увязки необходимо выполнять в следующей последовательности:

- 1. Выполнение увязки наблюденных значений по РМ и СМ.
- 2. Увязка РМ и СМ по дополнительным секущим маршрутам.
- 3. Выполнение увязки по искусственным секущим маршрутам.
- 4. Построение цифровой модели карты.

Надежность предлагаемых способов основана на том, что в них не используется минимизация невязок с помощью метода наименьших квадратов. Поэтому остаточная невязка служит критерием увязки.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Паламарчук В. К. Учет вариаций геомагнитного поля и увязка наблюдений при высокоточных аэромагнитных съемках // Геология и геофизика. – 1983. – № 10. – С. 107-114.
- 2. *Ривин Ю. Р., Ставров К. Г.* Временные вариации геомагнитного поля. ИЗМИРАН. 1984.

УДК 550.8 + 553.9

КАРТИРОВАНИЕ СЛАБЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАРУШЕНИЙ ПРИ ПОИСКАХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УГЛЕВОДОРОДОВ

В. К. Паламарчук, Н. В. Глинская, Е. В. Бурдакова, О. Н. Мищенко, В. Д. Шарков, В. А. Локшина, В. В. Петров

Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов мирового океана им. акад. И. С. Грамберга, г. Санкт-Петербург, Россия

Известны методы поисков нефтяных месторождений в зонах разломов, выделенных по данным сейсморазведки [1]. По выделенным системам разломов, контролирующих известные месторождения, разрабатываются поисковые критерии, позволяющие наметить кон-

кретные участки для поисков ловушек углеводородов [2]. Известно также, что на ряде месторождений подавляющее большинство скважин с промышленными притоками углеводородов приурочено к пересечениям разломов [2].

Однако, в этих работах разломы выделяются с помощью сейсморазведки. Это крупные разломы, которые выделяются с помощью низкочастотной сейсморазведки, неспособной выделять проницаемые для углеводородов слабые тектонические нарушения. Таким образом, большинство разломов остаются неразведанными.

Кроме того, важно не только обнаружить слабые тектонические нарушения, но и выделить те, которые имеют покрышки, где могут накапливаться флюиды и потоки углеводородов [3].

Для изучения структурных особенностей строения осадочного чехла на площади Южно- и Северо-Соленинского месторождений была проведена высокоточная аэромагнитная съемка, высота полета 300 м, среднеквадратичная погрешность съемки составила 2 нТл [4].

Одной из задач высокоточной аэромагнитной съемки являлось выявление слабо проявленных дизъюнктивных нарушений осадочного чехла. Слабо проявленные дизъюнктивные нарушения фиксировались в магнитном поле как положительными линейными аномалиями интенсивностью 1,5-5,0 нТл, обусловленные заполнением зоны разлома образованиями гидротермального или магматического происхождения, и/или остаточными отрицательными линейными остаточными аномалиями, связанными с уменьшением магнитной восприимчивости за счет раздробленности пород в зонах разломов. По смещению осей корреляции таких линейных аномалий выделяются также нарушения других направлений.

Плотность тектонических слабо проявленных нарушений северо-западного простирания гораздо выше на площади Южно-Соленинского поднятия, что, очевидно, обусловило его большую неоднородность по сравнению с неоднородностью Северо-Соленинского поднятия.

На основе выявленной связи углеводородных концентраций с участками интенсивного развития слабой разрывной тектоники была предпринята попытка оценить эту взаимосвязь для выделения участков локализации аномальных концентраций УВГ.

Таким образом, анализ характера и интенсивности развития тектонически слабо проявленных нарушений, создающих основные пути для эффузивно-диффузионного просачивания углеводородов при их миграции от залежи к дневной поверхности, дает возможность получить дополнительные генетические критерии для оценки поисковой значимости углеводородных аномалий.

Магнитное поле больших территорий и акваторий характеризуется большим числом различных аномалий. Это затрудняет корреляцию и классификацию таких аномалий. Поэтому уменьшим число различных экспериментальных аномалий путем отождествления их с некоторым ограниченным числом теоретических аномалий-эталонов.

В качестве теоретических аномалий используем эффекты от тел правильной формы или обобщенные экспериментальные модели. В первом случае выделяются аномалии заданной формы. Их эпицентры выносятся на карты и коррелируются от профиля к профилю. При корреляции эпицентров производится фильтрация случайных смещений между маршрутами и производиться смещение объектов по глубине (ширине аномалий). Затем производится районирование территории или акватории по форме, глубине залегания и интенсивности аномалий. В результате выделяются определенные области развития характерных для обнаружения перспективных структур, районов.

К примеру, для прослеживания протяженных слабопроявленных нарушений по экстремальным значениям линейных аномалий наиболее удобной теоретической аномалией является эффект от тонкого пласта бесконечных размеров по падению и простиранию, более всего отвечающий искомой модели нарушения (рис. 1).

В качестве примера рассмотрим еще одну карту осей аномалий, которая была построена по результатам высокоточной аэромагнитной съемки, выполненной на акватории Печор-

ского моря. Аномальное магнитное поле сравнивалось с теоретическим сигналом от пласта малой мощности, расположенного на различных глубинах (рис. 2).

Обнаружение слабых аномалий производилось по максимуму сходства с теоретическими аномалиями.

Такие аномалии необходимо использовать для выделения заполненных магнитными минералами нарушений. К примеру, это могут быть аномалии Донована, которые обусловлены изменением магнитных свойств зоны разлома флюидами, поднимающимся вверх от залежи углеводородов.

По форме слабых аномалий могут быть выделены структуры как это, к примеру, было сделано на Соленинских месторождениях (рис. 1). Кроме того, плотность слабых тектонических нарушений может служить характеристикой степени разрушения покрышки нефтегазовых месторождений и соответственно их перспективности [4].



Рис. 1. Карта осей локальных аномалий магнитного поля на Соленинском поднятии. 1 – оси положительных аномалий; 2 – оси отрицательных аномалий; 3 – линии нарушения корреляции аномалий; 4 – некоррелируемые аномалии; 5 – поисковоразведочные скважины глубокого бурения; 6 – изогипсы сейсмического горизонта Пб в метрах; 7 – внешний контур продуктивности залежи СД-УЩ; 8 – линии специальных газогеохимических профилей



Рис. 2. Пример корреляции осей слабых магнитных аномалий. 1 – профили наблюдений; 2 – оси положительных аномалий; 3 – оси отрицательных аномалий; 4, 5 – единичные некоррелируемые положительные и отрицательные аномалии; 6 – предполагаемые тектонические нарушения, выделенные по смещению осей аномалий

Заключение. Вторичные нефтяные залежи, образовавшиеся в субвертикальных слабых тектонических нарушениях, которые высокопроницаемы для флюидов и потоков углеводородов, и по которым компоненты нефтяной залежи могут перемещаться вверх по разрезу, образуя вторичные залежи в местах наиболее сохранившихся покрышек – типа «рессора», где происходит накопление энергии упругой отдачи и, поэтому, образуется аномальное трещинообразование, которое создает аномальное акустическое излучение и это излучение вы-
ходит на поверхность вдоль ослабленной зоны разлома, где и регистрируется при проведении профильных акустических съемок на поверхности Земли в районе (зоне) залежи.

Аномальное акустическое излучение (акустическая эмиссия) определяется обычными методами: по превышению заданно уровня, или по превышению на $k\sigma$ среднего уровня (где $k = 1 \div 3$, σ – среднее квадратическое отклонение излучения) или по импульсному излучению – по максимальным значениям числа импульсов в секунду, минуту и т. п. Импульсы также имеют статистические аномалии, например, фон или среднее + $k\sigma$.

Вследствие проникновения углеводородов вдоль тектонического нарушения (ослабленной трещиноватой зоне) вверх по разрезу возникают вторичные залежи, которые могут иметь промышленное значение. Вторичные залежи могут возникать в виде вертикальных пластообразных тел в зоне разлома или в виде линз в зоне трещиноватой покрышки в резюме.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Гаврилов В. П.* Влияние разломов на формирование зон нефтегазонакопления. М. : Недра, 1975. – 271 с.
- 2. Вальчак В. И. Система разломов Катангской седловины и их роль в оценке перспектив нефтегазоносности // Геология и геофизика. 1996. Т. 36. № 9. С. 21-27.
- Паламарчук В. К., Глинская Н. В. Очаг землетрясения в разломе // Изменяющаяся геологическая среда : пространственно-временные взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов : Материалы международной геологической конференции. – Казань, 2007. – Т. І. – С. 264-268.
- 4. Бордуков Ю. К., Локшина В. А., Паламарчук В. К., Тимкин С. Б. Дизъюнктивные нарушения осадочного чехла и связь с ними аномалий углеводородов // Геохимические и геофизические методы прямых поисков залежей углеводородов в Енисей-Хатангском прогибе. ПГО «Севморгеология». – 1984. – С. 49-54.

УДК 550.34.094

РОЛЬ КРАТКОСРОЧНЫХ ПРЕДВЕСТНИКОВ ДЛЯ ПОСТАНОВКИ ЗАДАЧИ ПРОГНОЗА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

В. К. Паламарчук, Н. В. Глинская, О. Н. Мищенко, Е. В. Бурдакова

Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов мирового океана им. акад. И. С. Грамберга, г. Санкт-Петербург, Россия

Сущность вопроса. Будем исходить из предположения, что землетрясение есть случайный для нас процесс в земной коре и верхней мантии лишь постольку, поскольку мы не обладаем полной информацией о состоянии среды, в которой развивались породившие это явление процессы, и о внешних факторах (типа спусковых механизмов), способствовавших его реализации. Однако, учет ряда обстоятельств позволяет рассматривать задачу прогноза землетрясений как задачу предсказания закономерных детерминированных событий, которые могут произойти в не очень отдаленные времена на заданном участке земной поверхности в указанное время с практически приемлемыми точностями [1].

Одно из непременных требований, предъявляемое к надежной системе прогноза заключается в том, что она должна опираться на максимально широкий комплекс значимых геолого-геофизических признаков. Причем это должен быть комплекс информативных признаков. Как показывает опыт наших исследований, по каждому признаку должно быть ясное понимание и обоснование того, что триада – что мы измеряем, когда мы измеряем и где мы измеряем, – обеспечивает действительное информационное проникновение в исследуемую область. Ведь не секрет, что часто мы измеряем там, где удобней, где есть необходимые цивилизованные условия для проведения измерений типа электричества, связи, дорог и т. д. в ущерб основному требованию – измеряемые поля и величины должны иметь надежный информационный канал связи наблюдателя с исследуемым очагом [1].

Очаг землетрясений отличается по физическим параметрам от вмещающих пород, а при аккумуляции энергии и возникновении напряженного состояния формирующая его среда может излучать электромагнитную, тепловую, сейсмическую и др. энергию. Это позволяет по магнитным, гравитационным, сейсмическим, электрическим и электромагнитным полям (что измерять?) картировать очаги землетрясений, а по их изменениям в специально выбранных местах (где измерять?) и в определенное время (когда измерять?), и комплексной обработке и экспертной оценке данных – судить о надвигающихся событиях [1].

То, что электромагнитная, сейсмическая, акустическая, тепловая энергия в неоднородных средах зачастую переносится без существенных потерь на значительные расстояния (неизмеримо превышающие расстояния равноценного переноса этих полей в однородных средах) от их источников по некоторым выделенным направлениям и путям – давно известный теоретический и экспериментально установленный факт. Частным случаем такого избирательного распространения волновых полей в неоднородных средах являются волноводы [1].

Мониторинг очага землетрясения выполняется по характеризующим состояние очага землетрясения и окружающего его пространства геофизическим полям. Аномальное состояние очага, приближающее момент землетрясения, создает аномалии предвестников. Задача обнаружения предвестников землетрясения сводится к задаче поиска.

Очаг землетрясения рассматривается нами как область внутриземного пространства, из которого излучена сейсмическая энергия, как пространство, в котором заключены все сопровождающие землетрясение первичные деформации [2], как разрыв или часть (возможно, весьма значительная) пространства, ограничивающая разрыв и, наконец, опуская из рассмотрения множество подобных моделей очага, приходим к очагу, как объему аккумуляции внутренней потенциальной энергии.

Очаг землетрясения – это область накопления потенциальной упругой энергии, отнюдь не обязанная совпадать с областью излучения этой энергии, приводящей к трясению земли. Ранее мы назвали такую модель «волновод-ловушка» [3]. Подобное строение очагов можно увидеть в работах С.В. Крылова по Забайкалью [4] и на Каскеленском профиле [5].

Основная задача прогнозной сейсмологии – это обнаружение предвестников землетрясений. Наиболее эффективно эта задача решается путем использования волноводов в земной коре, атмосфере и гидросфере, связывающих очаг и/или элементы его системы с наблюдателем [6].

В основе электромагнитной диагностики землетрясений лежит предположение, что возникающее при подготовке землетрясения электромагнитное излучение направляется естественными системами – волноводами, которыми в реальных условиях могут быть разломы различных порядков от глубинных региональных до локальных, на поверхность Земли и на большие расстояния.

Рассмотрим поступление информации об очаговой системе в наиболее трудных для прогноза районах – акваториях.

В настоящее время задача оценки физических факторов, реализующих передачу электромагнитной энергии от очага через водную поверхность в атмосферу и в ионосферу, практически не решена. Имеется множество предположений о механизмах распространения ЭМИ, касающихся морской среды, поверхности Земли, атмосферы и даже ионосферы. Однако основательное удовлетворительное объяснение этих явлений на акваториях, когда ЭМИ должно проходить через соленую воду, отсутствует.

В океане один из способов передачи информации реализуется следующим образом. Образованные, к примеру, в зоне разлома в придонной части моря ЭМИ и акустические волны (AB) распространяются по осадочным породам боковой волной вверх к поверхности моря. При благоприятных условиях они могут выйти на поверхность, а затем вверх в направлении понижения плотности атмосферы. Если при этом AB пересекают приповерхностный акустический волноводный слой в морской среде, то они могут распространяться на сколь угодно большие расстояния, ограниченные лишь границами рингов, где наблюдается нарушение волноводного слоя. Распространяясь в морской среде AB генерируют (быстрые) магнитоакустические волны (MAB), которые со скоростями и частотами породивших их AB распространяются в морской среде по законам близким к законам распространения AB, и осуществляют перенос электромагнитной энергии от источника AB на достаточно большие расстояния в морской толще. Выходя на морскую поверхность, MAB частично уходят в атмосферу в виде раздельно независимых ЭМИ и AB [7].

Подвижки морского дна могут также вызвать образование водяных вихрей, которые, как правило, приобретают кольцевую форму [8]. Над сейсмоактивным разломом возникают вихри и акустические волны, которые в проводящей соленой воде генерируют МАВ сложного состава и характера, зависящего от формы, размеров и динамики вихрей, пузырьков воздуха, характера AB, состояния морской среды, магнитного поля Земли, ионосферы и пр., а также от множеств различных эффектов «раскрытия» источника вдоль разлома.

Разломы земной коры и другие объекты повышенной сейсмоакустической, геохимической, электромагнитной активности, порождая (микро-, макро-) вихревую динамику в прилегающих областях морской толщи, превращают их в аномально насыщенные различными неоднородностями, в том числе пузырьками газа, области водной среды.

На определенной стадии сейсмической активности за дни и недели до главного толчка происходит увеличение в несколько раз интенсивности выбросов в атмосферу радиоактивных веществ и заряженных аэорозолей. Это меняет электрофизические параметры приземных слоев атмосферы и формирует вертикальный сторонний ток, создающий дополнительную ЭДС в электрической цепи ионосфера – Земля. Таким образом, возмущенный ток передает воздействие сейсмогенных процессов на ионосферу. Реакция ионосферы на такое воздействие в виде флуктуации плотности плазмы, УНЧ/КНЧ – колебаний геомагнитного поля, подъему слоя F, росту концентрации легких ионов, локализованных в области воздействия, может контролироваться спутниковым, авиационным и наземным измерительными комплексами [5].

Объединив очаг землетрясения, активный разлом, вертикальный волновод в воде, и соответствующий ему «след» в воде, атмосфере и ионосфере, с вертикальным волноводом в атмосфере получим модель очаговой системы, которая служит основой многоуровневого геофизического мониторинга.

Предвестники. «Живущий» разлом – это такой разлом, в котором происходят упругие колебания, созданные динамически локальной перестройкой структуры горных пород в разломе, и наблюдается затишье в геодинамической активности, т. е. может быть нарушена обычная (нормальная, фоновая) реакция разлома на приливные и другие воздействия, что свидетельствует о способности накапливать энергию упругой отдачи.

Обнаружение «живущих» разломов – это поисковая задача, а для поисковой задачи требуется задание модели объекта поисков. Особенно важно знание моделей при поисках активных прямо сейчас объектов.

Выделение упругой энергии во время землетрясения происходит из предварительно напряженного объема пород – очага землетрясения. Очаг – это замкнутое пространство напряженных пород, ограниченное некоторой «непроницаемой» для выхода упругой энергии оболочкой, связь которого с окружающей средой «осуществляется» по определенным каналам (разрывам, волноводам, пережимам и др. неоднородностям), а также с помощью выходящих из очага-волновода квазискользящих волн (волны Калои), которые позволяют на поверхности Земли судить о состоянии очага.

Одной из первых моделей очага землетрясения на этапах подготовки землетрясения была модель упругой отдачи Рейда, согласно которой в очаге происходит изгиб горного массива с последующим разрывом в точке максимального прогиба.

Поиски и обнаружение «живущих» разломов по акустическим шумам.

В зоне «живущего» разлома всегда существуют взаимные подвижки между блоками пород, которые испытывают механическое зацепление, в результате чего происходит накопление энергии упругой отдачи. Разрушение этого зацепления приводит к образованию множества ультрамикроземлетрясений и/или просто акустического шума, или землетрясения. Наиболее интенсивно шумы возникают при воздействии дополнительных сил, например, приливных, техногенных и т. п.

Обнаружение аномальных акустических шумов, т. е. «живущих» разломов, должно происходить в одних и тех же условиях воздействия сторонних сил на геологическую среду. Для этого выполнение съемки планируется в короткий промежуток времени.

Очаг землетрясения в разломе. В большинстве случаев очаг землетрясения в разломе возникает в связи с накоплением энергии упругой отдачи в изгибе оставшегося неразрушенным в разломе пласта, и/или благодаря межблоковой зацепке пород. Разрушение пород в зоне максимального изгиба пласта или массива, в котором может накапливаться огромная энергия, запускает механизм упругой отдачи, т. е. происходит излучение упругих волн с проскальзывающих друг относительно друга плоскостей разрыва.

В результате накопления в разломе энергии упругой отдачи и благодаря трещинообразованию в зоне напряжений формируется ослабленная волноводная зона. При накоплении энергии упругой отдачи ослабленная зона растет в объеме и со временем превращается в резонатор, в котором наблюдаются основные элементы модели очага землетрясения в виде волновода – «ловушки», предложенной И. С. Грамбергом и В. К. Паламарчуком [1]. Этот волновод окружен оболочкой, образованной более плотными и соответственно более скоростными породами, непроницаемой для выхода из волновода большинства волн [1].

Оболочка очага образует резонатор, который, помимо энергии упругой отдачи, начинает накапливать энергию попавших в волновод волн. Имеется ли волновод – «ловушка» (вернее образовался он или нет), по-видимому, можно выяснить по некоторым признакам, которые наблюдаются на разломе. Например, гул, который может появиться, если образовались резонаторы. Размеры резонаторов могут быть оценены по преобладающей частоте гула. Число резонаторов зависит от структуры разлома и может быть выяснено с помощью акустической съемки. Минимальным резонатором является трещина. Энергия в этот резонатор приходит с присоединённой новой трещины, которая вместе со старой трещиной образуют резонатор большего размера. Резонатор образуют также две ближайшие трещины, которые соединяются между собой в результате разрыва перемычки между двумя трещинами. Гул обычно является краткосрочным предвестником, – от секунд до часов, однако он может предупреждать о подготовке очага за несколько суток и даже месяцев.

С увеличением объёма трещин-резонаторов уменьшается их собственная частота. Если собственная частота, к примеру, становиться ниже 16 кГц, возникает слышимый звук. Спонтанное лавинообразное трещинообразование приводят к сложению многих волн и их усилению на резонансных частотах пустот. В результате возникает гул, который является предупреждением надвигающегося события.

Рост добротности волноводной зоны и ее размеров могут быть оценены по частоте гула. По-видимому, изменение этой частоты в сторону низких частот может служить краткосрочным предвестником, так как это свидетельствует об увеличении размеров резонатора (трещин).

Гул обычно является краткосрочным предвестником, – от секунд до часов, однако он может предупреждать о подготовке очага за несколько суток. Гул в этом случае был отмечен за 6 суток до землетрясения в зоне обрыва большого оползня (рис. 1), где проходит разлом, с которым было связано землетрясение 1856 года.

В результате Сяо Нан Хайского землетрясения 10 июня 1856 года (магнитуда: 6¼) произошел обвал.

В районе эпицентра землетрясения находятся два основных обвала оползня (Dakuayan и Xikaouayan – большой и малый соответственно), которые произошли во время зем-

летрясения (рис. 1). Энергия в резонатор может поступать из разлома в результате разрушения мелких зацепок между блоками и микроземлетрясений.

В разломе у обоих обвалов Dakuayan и Xikaouayan имеются впадины, с максимальной глубиной 15 и 30 м и шириной 40 и 80 м соответственно. Это свидетельствует о том, что эти обвалы образовались не только за счет гравитационных сил. Выполненные в апреле 2003 года комплексные геофизические исследования, включающие магнитную съемку и методы исследования акустической и электромагнитной эмиссии, свидетельствуют о раскрытии разлома на поверхности земли во время землетрясения на десятки метров с последующим выбросом пород из разлома в результате взрыва газопылевой смеси.

Во время наблюдений на большом оползне 5 мая 2004г. авторы слышали гул в зоне разлома у подножия обрыва (рис. 1). У подножия обвально-оползневого цирка в зоне Сяо Нан Хайского очага землетрясения наблюдались внезапные выбросы пород с образованием пылевого облака, которым предшествовал нарастающий гул. предшествовали Выбросы землетрясению, которое произошло через 6 суток. Очаг находился под точкой наблюдения.



Рис. 1. Фотографии разломов: Сяо Нан Хай (КНР), Б – Крым (РФ)

Таким образом, рассматривая модель очага землетрясения в разломе в виде модели упругой отдачи следует учитывать возможность образования резонаторов, накопленная энергия в которых не только может ускорить событие, но и служит предвестником землетрясения в «живущем» разломе.

При исследовании разломов будем исходить из того что: в «живущем» разломе (вдоль «живущего» разлома) всегда существуют «зародыши» будущих трещин, которые образовались в результате постоянно действующих природной и/или техногенной нагрузки и могут образовать систему упорядоченных трещин в результате слабых внешних воздействий.

В «живущем» разломе больше чем во вмещающих породах микрочагов накопления энергии упругой отдачи и они (очаги) ориентированы в определенном (неслучайном по сравнению с очагами во вмещающих разлом породах) направлении, которое вырабатывалось в течение длительного времени за счет определенных взаимных подвижек бортов разлома. Поэтому такая аномальная ориентация микроочагов может быть обнаружена по микроземлетрясениям.

Обнаружение современных «живущих» разрывов на оползне. Разломы на оползне образуются в результате разрывов тела оползня или унаследуются от основания оползня.

На рис. 2, В в спектрах, на частотах от 100 до 200 Гц, видна показанная на фотографии трещина и ее оперение. Их выборочные спектры, которые характеризуют размеры трещин, показаны на рис. 3.

Как следует из рис. 3, мощность трещины и ее оперений изменяются в пределах от 0,5 м до 1,3 м. Это «суточные» трещины. В теле оползня они еще не залечены. В целом это система параллельных наклонных разрывов изменяющейся мощности. Следует заметить, что оползень может усиливать предвестники землетрясений. Это происходит с нарушением тела оползня и/или без него.

Мониторинг акустической эмиссии готовящегося землетрясения. Как было показано авторами, за 6 дней до землетрясения в районе очага Сяо Нан Хай спектры акустической эмиссии смещаются с фонового интервала (30-300 Гц) в аномальный интервал (10-20 Гц). Это смещение было обусловлено горными ударами, которые возникли как предвестники землетрясения в интервале 70-90 Гц.



Рис. 2. Изучение трещины на дороге (А) и оперяющих трещин (В) на двух параллельных маршрутах по спектрам акустической эмиссии (оползень Приветнинский). Пунктиром показана корреляция спектров резонаторов (пустот), образовавшихся в результате разрыва



Рис. 3. Спектры акустической эмиссии в зоне трещины (оползень Приветнинский, наблюдения выполнены на склоне вдоль дороги). На глубине в соответствии с собственными частотами (см. S(f): 0,8-0,5 м; 1,3 м; 0,9 м; 0,9 м; 1,2 м

В работе описаны результаты мониторинга акустической эмиссии. Материалы также содержат регистрацию «затишья» в микроземлетрясениях перед землетрясением, что тоже может быть использовано для прогноза землетрясений.

Таким образом, на фоне акустической эмиссии в интервале 30-300 Гц акустические предвестники землетрясения (70-90 Гц) активизировали предвестники горных ударов (35-50 Гц), которые привели к образованию горных ударов с максимумами на низких частотах (10-20 Гц).

Кроме того, было обнаружено (о. Хайнань), что уменьшение интенсивности акустической эмиссии еще не означает окончания «затишья» (рис. 4).



Рис. 4. Обнаружение землетрясений по энергии акустической эмиссии в районе г. Санья (о. Хайнань): А – акустическая эмиссия, Б – энергия акустической эмиссии

Изучение массивов горных пород для установки станций краткосрочного прогнозирования. Внутри массива напряжение (энергия) может перераспределяться и/или накапливаться как за счет внутренней энергии, так и за счет привноса энергии от внешних источников. В некоторых блоках пород исследуемой среды происходит накопление энергии упругой отдачи. Отдача накопленной энергии происходит посредством возникновения или усиления собственных колебаний массива в целом или его составных частей [9].

Таким образом, можно говорить о том, что усиление собственных колебаний массива свидетельствует о накоплении и/или перемещении энергии внутри массива. Это характеризует энергоемкость массива, и возможность отдачи (передачи) энергии как внутри массива, так и за его пределы. Предвестники удаленного землетрясения, которые пришли в такой массив, могут накопить энергию упругой отдачи или усилить колебания массива на его собственных частотах и спровоцировать благодаря этому микроземлетрясения. Такие микроземлетрясения совместно с акустическими сигналами на собственных частотах массива и/или его блоков являются косвенными предвестниками.

В этом случае массив становится передаточным звеном для предвестников землетрясений в системе очаг землетрясения – наблюдатель.

Способ выбора мест для установки сейсмоакустических станций при краткосрочном прогнозе землетрясений. Наиболее важной на первом этапе решения постановки задачи прогнозирования опасных геологических процессов является выбор места установки датчиков геофизической мониторинговой системы.

На пути между наблюдателем и источником акустической эмиссии встречаются различные неоднородности, уменьшая ее в одних местах и усиливая в других, создают волноводы и резонаторы, и другие объекты. В результате практически все разрезы способны перераспределять и, соответственно уменьшать (поглощать) или усиливать (за счет резонансных эффектов) акустическую энергию и это можно использовать в практике исследования некоторых источников акустических и электромагнитных волн. Например, на поверхности земли на больших пространствах или на локальном участке, на котором грунты располагаются на коренных породах (большой сейсмической жесткости), происходит усиление колебаний за счет фокусировки акустической эмиссии тектоническими структурами, водоносными линзами, рельефом коренных пород и резонансными эффектами.

Для изучения способности разреза к перераспределению и/или усилению энергии акустических волн и на этой основе осуществить постановку задачи поиска слабых, но усиленных в определенных местах предвестников опасных геодинамических процессов, требуется изучить и закартировать мощность акустической эмиссии в районе работ, спектральные характеристики, оценить энергию, научиться рассчитывать теоретические спектры. По результатам геофизических исследований выделяются волноводы, экранные пласты, линзы, объекты с повышенной и пониженной проводимостью, скоростью, магнитной проницаемостью и др. свойствами. Оцениваются резонансные характеристики разреза. Совместная интерпретация этих данных с точки зрения обнаружения слабых аномалий-предвестников геодинамических процессов, которые по определенным каналам могут распространяться на большие расстояния, или их регистрация выполняется с минимальными помехами, или они обладают другими легко и надежно определяемыми свойствами, – позволяет выделить участки (точки, площади, глубины) для установки датчиков мониторинговой системы с целью обнаружения аномалий-предвестников геодинамических процессов.

Основные принципы сверхдальнего прогноза землетрясений по импульсам акустической эмиссии

В земной коре имеется множество горизонтальных и вертикальных низкоскоростных сейсмических каналов – волноводов. Роль этих каналов в системе «очаг – оболочка очага – место разрыва» и прогнозировании землетрясения огромна. Также очевидна их роль в распространении волновой энергии на значимые расстояния. Это относится к волноводам, по которым распространяются упругие колебания, выступающие в роли сейсмоакустических предвестников. Точно также можно рассматривать волноводы для других предвестников. К примеру, импульсному акустическому излучению.

Наличие низкоскоростных каналов – волноводов объясняет тот факт, почему наблюдается сверхдальнее распространение волновых и других предвестников землетрясений, в том числе импульсов акустической эмиссии, по которым в этих случаях выполняются, казалось бы, невероятные прогнозы. Наша задача – обеспечить возможность такого предсказания и увеличить его надежность путем разработки волноводной теории и технологии прогноза землетрясений, включающей, в том числе поиск каналов – волноводов и выбор мест установки станций.

Это эффект характерен именно для неоднородных сред и не наблюдается в однородном случае. Да и неоднородная среда должна иметь соответствующее «благоприятное» строение, чтобы в ней могли возникать и протекать волновые процессы. Наличие в среде волновода, т. е. выделенной области с повышенной плотностью волновой энергии и преимущественными условиями распространения волн, автоматически влечет наличие в среде областей с пониженной плотностью энергии, так сказать «теневых» зон для рассматриваемого волнового поля.

Геологическое строение отдельных участков земной коры весьма способствует возникновению волноводов ряда геофизических полей (акустических, сейсмических, электромагнитных) и зачастую каналы переноса акустической, сейсмической, электромагнитной энергии в земной коре пространственно совмещены.

Известно, что в волноводе при полном внутреннем отражении плоской монохромной волны ее фаза меняется скачком. Если угол падения изменяется от критического угла полного внутреннего отражения до 90°, то сдвиг фазы меняется от 0° до 80°. Так как изменение фазы не зависит от частоты, а только от угла падения и акустических параметров границы раздела, то форма импульса будет менять свою форму [10].

Заключение. Полученные результаты могут оказаться полезными при постановке задачи прогноза и выработке критериев краткосрочного прогноза.

ЛИТЕРАТУРА

- Грамберг И. С., Паламарчук В. К. Построение системы ближнего прогноза землетрясений // Глубинное строение и геодинамика Фенноскандии, окраинных и внутриплатформенных транзитных зон : Материалы докладов восьмой международной конференции. – Петрозаводск, 2002. – С. 79-82.
- 2. Никонов А. А. Землетрясения. М. : Знание, 1984. 192 с.
- 3. Грамберг И. С., Паламарчук В. К. Прогноз землетрясений как поисковая задача // Современная геодинамика, глубинное строение и сейсмичность платформенных территорий и

сопредельных регионов : Материалы докладов конференции. – Воронеж : ВГУ, 2001.– С. 66-67.

- 4. *Крылов С. В.* О глубинах Байкальских землетрясений и сейсмоконтролирующих факторах // Геология и геофизика. 1980. № 5. С. 97-111.
- 5. *Крылов С. В., Тен Е. Н.* Прочностные и упругие свойства очаговых зон сильных землетрясений на участках Байкальского и Северо-Тяньшанского районов // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 2. С. 137-150.
- 6. *Паламарчук В. К., Сорокин В. М., Шпак И. П.* Модель очага землетрясений как основа мониторинга сейсмоактивных зон // Разведка и охрана недр. Москва : Недра, 2000. № 5. С. 37-40.
- 7. *Кирейтов В. Р., Паламарчук В. К., Смирнов Г. И.* О высокоинформативных измерениях в геофизике океана. Препринт № 97-2, Междун. ин-т нелинейных исследований, Сибирское отделение. 1997. 14 с.
- 8. Лаврентьев М. А., Шабат Б. Т. Проблемы гидромеханики и их математические модели. М. : Наука, 1973.
- Паламарчук В. К., Глинская Н. В., Мищенко О. Н., Прялухина Л. А., Тимичева В. М. Изучение массивов горных пород для установки станций краткосрочного прогнозирования // Связь поверхностных структур Земной коры с глубинными : Материалы XIV международной конференции. – Петрозаводск : КарНЦ РАН, 2008. – Ч. 2. – С. 102-104.
- 10. Глинская Н. В. Тимичева В. М. Прялухина Л. А. Паламарчук В. К. Мищенко О. Н. Основные принципы сверхдальнего прогноза землетрясений по импульсам акустической эмиссии // Связь поверхностных структур Земной коры с глубинными : Материалы XIV международной конференции. Петрозаводск : КарНЦ РАН, 2008. Ч. 1. С. 127.

УДК 551.71/72.(477.62/64)

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ УКРАИНСКОГО ЩИТА

П. И. Пигулевский

Институт геофизики им. С. И. Субботина Национальной академии наук Украины, г. Киев, Украина

Введение. В строении юго-восточной части УЩ [1-3] принято выделять два мегаблока: Среднеприднепровский (СПМ) и Приазовский (ПМ), которые разделены Орехово-Павлоградской шовной зоной (ОПШЗ) и отделены от Ингульского мегаблока – Криворожско-Кременчугской (Западно-Ингулецко-Криворожской) шовной зоной (рис. 1). Наличие в их пределах многочисленных гранито-мигматитовых куполов и синклиналей, вулканогеннотектонических впадин, гранитоидных массивов отражает разновозрастный полициклический характер их развития с многоярусной складчатостью, усложнённой блочными разрывами.

СПМ и ПМ имеют двухэтажное строение, в котором выделяются докембрийский и фанерозойский структурные этажи. Нижний этаж представляет докембрийский кристаллический фундамент, сложенный метаморфическими, ультраметаморфическими и интрузивными образованиями палеоархейского, мезоархейского и палеопротерозойского возраста. Он характеризуется как продолжительностью формирования, так и сложностью внутреннего строения. В составе этажа устанавливаются три структурные ярусы, которые являются отображением главных этапов докембрийской истории его развития. Результаты комплексного анализа геолого-геофизических данных, выполненных при составлении геолого-структурной карты докембрийских образований масштаба 1:200 000, позволили уточнить ряд особенностей тектонического строения основных структур и разломов юго-восточной части УЩ и по-новому посмотреть на уже известные закономерности размещения полезных ископаемых и оценить перспективы территории на выявление новых рудопроявлений и месторождений.

Тектоника СПМ. В тектоническом строении мегаблока принимают участие три структурных яруса: палеоархейский, мезоархейский и палеопротерозойский.

Палеоархейская складчатая система (дозеленокаменная) хорошо просматривается в крупных антиклинорных структурах (рис. 1): Пятихатская, Криничанская, Демуринская, Саксаганская, Базавлукская, Томаковская, Камышевахская, Архангельская и др. Это структуры древних выступов, в той или иной мере омоложенные более поздними процессами гранитообразования. В них наблюдаются разнонаправленные складки различных рангов, которые сложены породами аульской серии, базавлукской толщи и гранитоидами днепропетровского комплекса.

Мезоархейский структурный ярус представлен зеленокаменными структурами (ЗКС), которые сложены образованиями конкской и белозерской серий, тепловской толщи, верховцевского и варваровского комплекса. Подстилаются ЗКС серогнейсовым основанием и интрудируются постинверсионными плагиоклаз-микроклиновыми гранитоидами. Наиболее крупные синформы (рис. 1): Кобелякская, Дерезоватская, Верховцевская, Сурская, Софиевская, Конкская, Чертомлыкская, Белозерская. Их обрамляют плагиогранит-тоналитовые гранитоидные массивы сурского, саксаганского и демуринского комплексов. К постинверсионным гранитоидным массивам относятся: Мокромосковский, Токовский, Чкаловский и др.

Палеопротерозойский структурный ярус слагают складчатые формы Криворожско-Кременчугского синклинория. Сложен этаж образованиями криворожской серии и глееватской свиты. Он включает в себя складчатые формы более высоких порядков (с севера на юг): Галещинскую, Горишнеплавнинскую, Желтореченскую, Восточноанновскую, Криворожскую, Ингулецкую и др.

С запада СПМ ограничивается крупным Криворожско-Кременчугским глубинным разломом (ККГР), который хорошо выражается в геофизических полях. Изолинии залегания поверхности Мохоровичича (М) подчеркивают его субмеридиональное простирание, за исключением центральной части Пятихатской антиформы. К востоку от разлома до его пересечения с Девладовским отмечается мантийный желоб с глубинами погружения до –52 км и более [4]. По зоне разлома поверхность М опущена с –37 км на западе от него до –52 км на востоке. Время заложения разлома неоархей-палеопротерозой с неоднократным подновлением в фанерозое.

Интерпретация сейсмических материалов по профилю «Гранит» [2, 4] показывают, что глубинная граница СПМ находится западнее ККГР, приблизительно на меридиане Боковянского массива. Это предположение подтверждается наличием останцев пород аульской и конкской серий в гранитоидах западноингулецкой зоны.

В пределах СПМ контрастные аномалии Δg преимущественно расположены над ЗКС и синклиналями, приуроченными к ККГР. Над ними значения Δg повышаются на 10-20 и более мГал. По данным МТЗ мегаблоку присущ высокоомный разрез земной коры. Перепад значений удельного эффективного сопротивления колеблется от 10000 до 300000 Ом·м. Отмечается общий тренд повышения сопротивления с юга (от ПВ) на север (к ДДВ). В целом же суммарная продольная проводимость земной коры не превышает 100-200 См. На этом фоне четко проявляются глубинные разломы различных рангов (рис. 1):

Криворожско-Кременчугский, Комиссаровский, Бородаевский, Девладовский, Конкский, Днепродзержинский, Хортицкий и др. Проводимость зон разломов на отдельных участках увеличивается на 10-30 См и связана с повышенной трещиноватостью кристаллических образований и метасоматическими преобразованиями пород.



Рис. 1. Геолого-структурная схема восточной части Украинского щита. Условные обозначения: 1-11 – структурно-формационные комплексы; 12 – зеленокаменные образования; 13 – образования криворожской серии; 14 – разрывные нарушения (а – І ранга, б – ІІ ранга, в – высоких рангов); 15 – геологические границы; 16 – структуры (а – антиклинали, б – синклинали); 17 – прогнозные границы структур и массивов; 18 – граница Украинского щита по изогипсе – 300 м. Мегаблоки (буквы в кружках): Среднеприднепровский – СПМ; Приазовский – ПМ. Блоки II порядка (буквы в прямоугольниках): Западноприазовский – ЗПБ; Восточноприазовский – ВПБ. В пределах первого выделяются блоки: Волчанский – В, Гуляйпольский – Г, Ремовский – Р, Салтычанский – С. Шовные зоны (буквы в ромбах): Криворожско-Кременчугская (Западно-Ингулеико-Криворожская) – КК: Ореховско-Павлоград-ская – ОП.Антиформы (цифры в эллипсах): Пятихатская – 1, Криничанская – 2, Магдалиновская – 3, Губинихская – 4, Синельниковская – 5, Демуринская – 6, Славгородская – 7, Саксаганская – 8, Базавлукская – 9, Томаковская (Запорожская) – 10, Камышевахская – 11, Високопольская – 12, Архангельская –13, Самойловская – 14, Белозерская –15, Волчанская – 16, Салтычанская – 17. Синформы: Корсакская – 18, Центральноприазовская – 19. Тектонические элементы. Синклинорные структуры – ЗКС (римские цифры в кружках): Кобелякская – I, Петриковская – II; Деризоватская – III, Верховцевская – IV, Сурская – V, Софиевская – VI, Чертомлыкская – VII, Конкская – VIII, Белозерская – IX, Шевченковско-Федоровская – X, Гайчурская – XI, Косивцевская – XII, Новогуровская – XIII, Чистопольская – XIV, Сорокинская – XV; Павловская – XVI, Зеленогайская – XVI. Синклинали: Кременчугская – XX, Криворожская – XXI. Массивы гранитоидов (цифры в треугольниках): Орельский – 1, Кудашевский – 2, Токовский – 3, Мокромосковский – 4, Щербаковский – 5; щелочных и субщелочных пород: Октябрский – 6, Володарский – 7. Разломы (цифры со стрелками): Криворожско-Кременчугский – 1; Ореховско-Павлоградский – 2; Западноприазовский – 3; Павловско-Володарский – 4; Южный краевой – 5; Бородаевский – 6; Спасовский – 7; Днепродзержинский – 8; Самарский – 9; Девладовский — 10; Хортицкий — 11; Конкский — 12; Гайчурский — 13; Благовещенский — 14; Корсакский – 15; Куйбышевский – 16; Кальмиусский – 17; Грузко-Еланчикский – 18; Сорокинский – 19; Причерноморский –20

По результатам исследований А. И. Ингерова в верхней мантии на глубинах от 70 до 140 км предполагается контрастная геоэлектрическая граница со скачком проводимости в 500 См [4]. В поведении границы М наблюдается ряд поднятий, проекции двух из которых по вертикали совпадают с Томаковской и Терноватско-Девладовской структурой. Максимальные значения граничных скоростей по поверхности М [5] отмечаются в пределах Криворожско-Крупецкой зоны (8,3 км/с) и западнее Орехово-Павлоградского разлома (8,2 км/с). В центральной части СПМ преобладают значения $V_{\rm rp.} \approx 8,1$ км/с. Пластовые скорости изменяются от 7,3 км/с (в наиболее опущенных местах границы М) до 6,3-6,48 км/с на границе К₂. В самой верхней (высокоградиентной части) скорость изменяется от 5,9-6,1 км/с (на поверхности фундамента) до 6,35 км/с над «волноводом».

Под СПМ и ПМ мощность литосферы составляет 100-150 км, а её утолщение наблюдается в сторону ДДВ и Ростовского выступа. Поверхность М в пределах СПМ более изрезанная и дифференцированная, с перепадом глубин от -56 до -28 км. Для ПМ этот показатель равен -46 ÷ -34 км, а поверхность М имеет платообразную форму, осложненную локальными поднятиями и прогибами.

Разрывные нарушения в СПМ определяют его блоковое строение, к ним приурочены разновозрастные дайковые и метасоматические образования. Многочисленные разрывные нарушения высоких рангов различного возраста фиксируются по всей территории СПМ, большая их часть установлена по геолого-геофизическим материалам.

Орехово-Павлоградским глубинный разлом (ОПГР) в масштабе юго-восточной части УЩ разделяет СПМ и ПМ (рис. 1). Он трассируется далеко за пределы УЩ по геофизическим полям. Согласно [4] раздел М приподнят к востоку от линии его выхода на уровень докембрийского среза. Нарушение хорошо подчеркивается поведением изолиний поверхности М [4, 5]. Перепад глубин по ней составляет от 6 до 10 км. В его центральной части отмечается более спокойное поведение поверхности М с отметками залегания от –46 до –44 км. Зона разлома характеризуется широким ореолом метасоматических изменений. С ним связаны интрузии габбро-перидотитовой формации Новопавловского блока и Малотерсянский щелочной массив.

ПМ является крайней юго-восточной частью УЩ, погружаясь к северо-востоку и югу под платформенные фанерозойские образования соответственно ДДВ и ПВ (рис. 1). Он имеет тектонические ограничения, которые определяют его структурный план. В составе мегаблока выделяются: Орехово-Павлоградская (ОП), Западноприазовская (ЗП) и Восточноприазовская (ВП) структурно-формационные зоны (СФЗ). В последние годы более широко используется схема районирования, по которой выделяются: Орехово-Павлоградская шовная зона (ОПШЗ), Западноприазовский (ЗПБ) и Восточноприазовский (ВПБ) блоки II порядка.

ПМ вносит, пожалуй, наиболее контрастные изменения в физические поля на юговостоке УЩ. В ее пределах значения гравитационного поля изменяются от 18-20 мГал до 50-55 мГал.

ОПШЗ расположена в западной части мегаблока. Ее ограничивает ОПГР с запада и крупный внутрикоровый Западноприазовский разлом – с востока. В ее строении выделяются два структурных яруса: палео-мезоархейский и неоархейский. Породы первого выходят на поверхность в пределах Новопавловского блока и в южной части зоны. Они рассматриваются, как выступы древнего метабазитового основания, состоящего из новопавловской толщи, новопавловских базит-ультрабазитового и эндербит-тоналитового комплексов. Новопавловский блок характеризуется сложноскладчатым узором структурного плана, резко дисгармоничным с окружающей линейной изоклинальной складчатой системой, в которую смяты породы западноприазовской и центральноприазовской серий. Оси изоклинальных складок падают преимущественно на восток под углами 65-75°. Судя по геофизическим материалам, ОПШЗ прослеживается далеко на север и юг за пределы щита, из чего можно сделать вывод о том, что СПМ и ПМ на уровне современного среза представляют собой лишь фрагменты древних более обширных по площади палеоплит Восточноевропейской платформы [3].

ОПШЗ хорошо выражается в поведении поверхности М. В северной части к ней приурочено опускание границы до глубин $-48 \div -46$ км. Поверхность здесь слабо изрезанная. В центральной части зоны она имеет платообразную форму и «лежит» на глубинах от -44 до -46 км. Южнее Конского разлома граница находит свое отражение в сложнопостроенном трогообразном прогибе поверхности М, который погружается в южном направлении до глубин $-54 \div -52$ км. Поднятия и погружения более высоких порядков в пределах прогиба имеют вытянутость вдоль ШЗ.

По данным [5] для ОПШЗ характерно резко аномальное, по сравнению со смежными блоками, строение земной коры. В северной и центральной частях зоны «диоритовый» слой составляет до 50 % общей мощности коры, а «гранитный» и «базальтовый» – до 25 % каждый. В пределах смежных блоков доля мощности «базальтового», «гранитного» слоев увеличивается до 30-35 % при существенном уменьшении мощности «диоритового» – до 30-40 %.

ЗПБ занимает обширное пространство между Западноприазовским и Павловско-Володарским (Новопавловско-Володарским) глубинными разломами (рис. 1) и имеет сложное блоково-складчатое строение. В глубинном строении наблюдается вертикальная зональность, которая проявлена в разделении земной коры (без осадочного слоя) на три крупных слоя: верхний, средний и нижний. Их мощность колеблется от 7 до 20 км. В нижнем слое, сложенном более основными породами, значения продольных скоростей составляют от 6,6-6,7 до 7,0-7,05 км/с, при колебании $\rho_{3\phi}$ – от 100 до 1000 Ом·м. В среднем отмечаются несколько меньшие скорости (6,4-6,6 км/с), но с более высокими значениями эффективного удельного сопротивления ($\rho_{3\phi}$ = 200-5000 Ом·м). Верхний, наиболее высокоградиентный слой, характеризуется скоростями от 5,9 до 6,35 км/с и эффективным удельным сопротивлением от 20 до 500 Ом·м. В пределах блока выделяется ряд крупных структур (рис. 1): Салтычанская антиформа, Корсакский и Центральноприазовский синклинории, Волчанский, Гуляйпольский, Бердянский и Ремовский блоки и др.

ВПБ ограничивается с запада Павловско-Володарским глубинным разломом, с севера – Южнодонбасским сбросом, с востока – Грузско-Еланчикской зоной разломов от Ростовского выступа и с юга – системой сбросов, ограничивающих щит от Причерноморской впадины. Он насыщен щелочными интрузивными породами хлебодаровского, южнокальчикского, октябрьского комплексов и палеозойскими субвулканическими аппаратами. В тоже время в нем прослеживаются и более древние складчатые сооружения. К наиболее крупным из них относится Октябрьский антиклинорий, сложенный преимущественно породами верхнетокмакской толщи западноприазовской серии палеоархея. В его ядре располагается одноименный щелочной массив, для которого, также как и для других щелочных массивов ПМ, устанавливается общая закономерность – приуроченность к поднятиям поверхности М, расположенных вблизи градиентных зон. Глубины залегания поднятий под массивами составляют: Октябрьским –40 ÷ –38 км; Кременевским и Володарским –36 ÷ –34 км. Значения граничной скорости на разделе М в блоке составляют 8,3-8,4 км/с, а пластовые скорости в земной коре характеризуются более низким градиентом по сравнению с ЗПБ. Их значения колеблются от 6,95-7,0 км/с в низах коры до 5,8-5,9 км/с на поверхности фундамента.

Среди разрывных нарушений ПМ особняком стоит Южнодонбасская зона разломов, которая отделяет УЩ (в своей северо-восточной части) от Донецкого складчатого сооружения. Зона разрывных нарушений имеет глубинное заложение, о чем свидетельствуют многочисленные интрузии щелочных и базальтоидных пород, здесь же находится и крупный Покрово-Киреевский интрузив. Вся зона сочленения УЩ и Донбасса имеет сложное строение, в ней встречается ряд горстовых структур, сложенных докембрийскими породами: Стыльский, Еланчикский массивы и др.

Разломы II ранга ограничивают различные структуры в пределах ПМ и часто сопровождаются дайками пестрого состава и зонами метасоматоза – это: Гайчурский, Корсакский, Новопавловский, Сорокинский, Кальмиусский, Куйбышевский, Октябрьский, ГрузскоЕланчикский и др. разрывные нарушения (рис. 1). К этому же рангу в целом относится и Самарская тектоническая зона северо-западного простирания, фиксируемая дайками диабазов и образующая одноименный дайковый пояс в северной части Волчанского антиклинория. Заключение. В докладе рассмотрены особенности тектонического строения главных структур и разломов по данным комплексного анализа геолого-геофизической информации. Приведенные результаты исследований позволяют уточнить уже известные закономерности размещения полезных ископаемых и по новому посмотреть на современную сейсмичность юговосточной части УЩ.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Каляєв Г. І., Крутиховська З. О., Жуков Г. В. та інш. Тектоніка Українського щита. К. : Наук. Думка, 1972. 300 с.
- 2. Геолого-геофизическая модель Криворожско-Кременчугской шовной зоны Украинского щита / Н. Я. Азаров, А. В. Анциферов, Е. М. Шеремет, Е.Б. Глевасский, П. И. Пигулевский [и др.]. К. : Наукова Думка, 2006. 196 с.
- Геолого-геоэлектрическая модель Орехово-Павлоградской шовной зоны Украинского щита / [Азаров Н. Я., Анциферов А. В., Шеремет Е. М. и др.]; под ред. Н. Я. Азарова. – К. : Наукова Думка, 2005. – 190 с.
- 4. *Насад А. Г., Пигулевский П. И., Кичурчак В. М., Радзивилл А. Я.* О взаимосвязи поверхностных структур докембрийского фундамента Среднеприднепровского и Приазовского геоблоков Украинского щита с поверхностью Мохоровичича // Геол. журн. 1997. № 1, 2. С. 131-137.
- 5. Чекунов А. В., Соллогуб В. Б., Красовский С. С., Пашкевич И. К. и др. Схема глубинного строения литосферы юго-западной части Восточно-Европейской платформы / Под ред. Чекунов А. В. – М-б.: 1:1 000 000. – 1992. – 6 л.

УДК 551.24(574.14)

ОДИН ИЗ ПРИМЕРОВ «ЖИВОЙ» ТЕКТОНИКИ ПЛАТФОРМ

В. И. Попков

Кубанский государственный университет, г. Краснодар, Россия

В настоящее время имеется достаточно много свидетельств высокой современной тектонической и сейсмической активности платформенных территорий. Однако далеко не всегда удается наблюдать следы новейших тектонических деформаций непосредственно в обнажениях горных пород. В этом отношении может быть интересной информация по одному из районов запада Туранской эпипалеозойской платформы. В предшествующих публикациях [1-8] были описаны многочисленные примеры складчато-надвиговых и сдвиговых дислокаций, развитых в мезозойских отложениях данного региона. Выделены целые области, где структуры горизонтального сжатия определяют общий стиль тектоники осадочного чехла. В то же время для кайнозойских отложений подобная информация до недавнего времени практически отсутствовала и лишь на основании проявления в них отдельных фронтальных складок, а также отражения последних в современном ландшафте делался вывод о продолжающейся жизни многих структур данного типа и на неотектоническом этапе развития молодой платформы. При проведении полевых исследований удалось обнаружить убедительные доказательства, подтверждающие этот тезис. Одним из районов, где складчатонадвиговые дислокации можно наблюдать непосредственно в обнажениях, является долина крупного оврага Узунбас, располагающегося в северной части бессточной Карагиинской впадины (рис 1, А).



Рис. 1. А – обзорная схема, Б – фронт надвига, В – синформа, Г – дислокации в шорымской свите, перекрытой четвертичными отложениями, Д – зона дробления пород во фронте надвига. 1 – антиклинали, 2 – фронт надвига, 3 – разрывы, 4 – катакластированные породы, 5 – известняки, 6 – мергели, 7 – временные водотоки.

Зона дислокаций, развитая в отложениях палеогена, имеет близширотное простирание и располагается в районе слияния р. Аши и крупного временного водотока, дающего начало Узунбасскому оврагу. В ее составе можно выделить три линии складчато-надвиговых дисло-каций. Северная линия объединяет дислокации, вскрытые руслом временного водотока (далее будем называть его Узунбасским оврагом), прорезающим плоское днище Куюлусской долины, а также надвиг, обнаженный на левом берегу р. Аши к западу от места ее слияния с указанным выше оврагом. Протяженность надвига, зафиксированная непосредственно в обнажениях, составляет 4,5 км. Фронт его фиксируется на поверхности контактом горизонтально и наклонно залегающих шоколадных мергелей шорымской свиты (эоцен) и имеет извилистую форму, приближенно следующую рельефу местности, что указывает на достаточно пологие углы наклона плоскости сместителя.

С фронтом надвига в целом совпадает субширотный отрезок коленообразного изгиба русла р. Аши, а также Узунбасского временного водотока, в береговых обрывах которых

можно наблюдать внутреннюю структуру деформаций. Углы наклона надвига во фронтальной части в зависимости от угла его пересечения с оврагом колеблются от 9 до 35°. Возможно также, что и сам наклон сместителя непостоянен по простиранию разрыва. В висячем крыле слои шорымской свиты параллельны плоскости надвига, но уже на расстоянии 3-6 м от фронтальной части происходит резкое выполаживание углов наклона как слоев, так и самого разрыва с дальнейшим переходом в субгоризонтальное залегание (рис. 1, Б). В лежачем крыле отложения эоцена обычно залегают горизонтально и не несут видимых следов деформаций. Лишь непосредственно в зоне контакта в ряде случаев они раздроблены или «заершены» и даже имеют запрокинутое залегание.

Видимая амплитуда горизонтального перекрытия обычно исчисляется в 4-6 м, иногда достигая 12 м. Движение по надвигу сопровождалось образованием тектонической глинки трения (15-30 см) с мелкими (до 1,5-2,0 см) оскольчатыми обломками аргиллитов и мергелей, ориентированных согласно поверхности срыва. В отдельных случаях фронтальная часть надвига сопровождается мощной (до 1,5 м) зоной дробления, развитой чаще в местах резкого изгиба его поверхности, т. е. на участках, где происходила трансформация горизонтальных движений в вертикальные. Более глинистые прослои часто несут следы тектонического нагнетания пластичных масс, в результате чего наблюдается раздув их мощности, образуются многочисленные будинированные пластины мергелей, рассеченные густой сетью полого наклоненных трещин. Местами породы почти полностью раздроблены и перетерты, что может указывать на проскальзывание отдельных более жестких пластов, слагающих аллохтон.

Сама поверхность основного срыва не является горизонтальной, что можно наблюдать в одном из обнажений левого борта Узунбасского оврага (рис. 1, В), где на расстоянии около 75 м эрозией вскрыт фронт надвига. Простирание русла оврага здесь практически совпадает с простиранием фронта надвига. В левой части обнажения аллохтон образует пологую моноклиналь, наклоненную под углом в 10° к юго-востоку. В зоне разрыва образована маломощная глинка трения (15-20 см). В правой части разрыв имеет чашеобразную форму, а мергели шорымской свиты образуют синформу шириной 45 м, где слои субпараллельны поверхности сместителя. Примечательно, что в автохтоне слои имеют горизонтальное залегание вне зависимости от характера поведения подошвы аллохтона. Это говорит о том, что волнистый характер поверхности срыва имеет первичную природу и не связан с последующими складкообразовательными движениями. Амплитуда «волны» 4,0 м.

В левой части синформы обнажен мощный (около 1,5 м) брекчированный слой, сопровождающий разрыв, а верхние горизонты автохтона испытывают интенсивную мелкую гофрировку. Азимут простирания гребней гофрированных слоев – 340°. Учитывая особенности строения автохтона и сопутствующих ему тектонических деформаций, можно говорить, что его формирование происходило при участии сил горизонтального сжатия, ориентированных с запад-юго-запада (примерное направление вектора сжатия CB-B 70°). Близкие значения получены и в других точках, где фиксируется падение надвиговых поверхностей к юго-западу (азимут падения 230-240°).

Субпараллельно основному надвигу на удалении первых десятков метров к северу располагается второстепенный надвиг. Поверхность сместителя наклонена к югу и быстро выполаживается в сторону главного надвига. Строение его аналогично вышеописанным дислокациям. Вероятно, можно говорить о чешуйчатом строении надвиговой системы.

Помимо субширотно ориентированного главного надвига, присутствуют разрывы и иных простираний. Так, в левом борту Узунбасского оврага в 400 м выше от места его впадения в р. Ашу среди горизонтально залегающих слоев шорымской свиты на участке шириной 5,5 м отложения имеют волнистое залегание. С востока по круто наклоненному разрыву этот блок контактирует с недислоцированными породами. Разрыв сопровождается зоной дробления мощностью около 1,0 м. Здесь же отмечаются и наибольшие углы наклона слоев, достигающие 65°. Азимут падения слоев – 270°. К западу происходит и постепенное выполаживание слоев шорымской свиты. Отчетливо трассируется зона смятия и на самом берегу

оврага на расстоянии около 10 м к югу от его русла вплоть до фронта основного надвига, по которому происходит надвигание шорымской свиты на одновозрастные отложения с перекрытием и указанной зоны смятия, в результате чего последняя далее не прослеживается.

Кроме того, в том же борту оврага, но на удалении около 700 м к востоку от данной зоны смятия под мощным (2-3 м) чехлом четвертичных отложений обнажен надвиг, поверхность которого наклонена к юго-востоку (145°) под углом 21° (рис. 1, Г). Мергели шорымской свиты в аллохтоне залегают согласно поверхности надвига. В лежачем крыле в зоне контакта слои подвернуты и в той или иной степени дезинтегрированы, а на некотором удалении нарушены более мелким встречным надвигом, угол наклона которого составляет 30°. Слои здесь испытывают зигзагообразный изгиб или разорваны и надвинуты навстречу основному надвигу с горизонтальной амплитудой смещения 40-50 см. В местах резкого изгиба слоев в глинисто-мергелистых прослоях отмечаются нагнетание пластичных масс и раздув мощности. Несколько западнее залегание слоев осложнено субвертикальной ветвящейся трещиной, рассекающей гребневидную складку. В средней части она испытывает горизонтальное смещение к западу по наклоненной в сторону основного надвига трещине. В четвертичные отложения данные разрывы не проникают. Характер взаимоотношения с главным (субширотным) надвигом установить не удалось из-за развития четвертичного покрова.

Надвиги сопровождаются участками катакластированных пород (рис. 1, Б, В, Д). В пределах их фронтальных частей в большом количестве распространены эллипсовидно деформированные диски позвонков акул. В отличие от недеформированных они заметно утратили свою прочность и легко раскалываются в руках. В зоне главного надвига обнаружены несколько таких лежащих один на другом позвонков, последовательно смещенных относительно друг друга по направлению движения масс горных пород.

Надвиги активны и в новейшее время. Об этом свидетельствует отражение фронтальных частей отдельных дислокаций в дневной поверхности в виде топографических поднятий (рис. 1, Б), огибаемых руслом р. Аши. В целом в зоне надвигов увеличивается глубина эрозионного вреза Узунбасского временного водотока, а левый берег р. Аши, в отличие от других районов, обрывист.

Центральная зона надвигов располагается в 150-250 м к югу от северной и прослеживается субпараллельно ей на расстояние около 800 м. На удалении 200-250 м друг от друга примерно на одной линии располагаются три небольшие горки высотой в несколько метров, сложенные отложениями верхних секций шорымской свиты. Слои имеют моноклинальное залегание и наклонены под углом 15-16°. В пределах горок обнаружено большое число деформированных позвонков акул.

В промоинах и небольших овражках на расстоянии в несколько метров от северных подножий этих возвышенностей обнажены фронтальные части тектонических пластин, где по пологим (16-36°) надвигам приведены в соприкосновение горизонтально и моноклинально залегающие слои шорымской свиты. В зонах контакта развиты глинка трения толщиной до 30 см, тектонические брекчии толщиной до 50 см, а также образуются микродуплексы. В последнем случае разрушены преимущественно верхние горизонты автохтона. В промоинах установлено надвигание мергелей шорымской свиты на четвертичные отложения. Видимая амплитуда горизонтального перекрытия – 1,5 м.

Южная зона дислокаций располагается кулисообразно относительно центральной, смещаясь от нее к западу и находясь на удалении 400-600 м от северной зоны. Она представляет собой узкую, линейную (800×100 м), опрокинутую, субширотно ориентированную складку, сложенную отложениями верхов эоцена, образующих протяженную гряду и отдельные горки. Шарнир антиклинали испытывает плавную ундуляцию. Судя по всему, складка осложнена поперечным левосторонним сдвигом, фиксирующимся на поверхности овражком северозападного простирания, в результате чего западная ее часть, составляющая примерно 2/3 общей длины складки, оказывается несколько смещенной на север относительно восточной. Углы наклона слоев верхов эоцена в южном крыле западной части антиклинали достигают 23-45°. Далее на юг слои адаевской свиты быстро выполаживаются, переходя в горизонтальное залегание, и перекрываются глинами олигоцена, лежащими также горизонтально. В подвернутом (северном) крыле породы шорымской свиты наклонены под углом 45°, местами до 68°. У северного подножия гряды в коренном залегании местами сохранились горизонтально залегающие белые мергели адаевской свиты, на которые надвинуты бурые и зеленовато-бурые породы шорымской свиты. На западном окончании гряды прослеживается периклиналь складки, где на ее подвернутом крыле сохранились от размыва мергели адаевской свиты. Здесь же хорошо виден их тектонический контакт с горизонтально залегающими одновозрастными отложениями, однако сам разрыв в обнажении не виден, так как закрыт осыпями этих же белых мергелей. Но в одной из промоин у подножия возвышенности можно наблюдать и надвиг, наклоненный под углом около 30° к югу.

Восточная часть ядра складки обнажается в четырех отдельных горках высотой 4-5 м, располагающихся на незначительном удалении друг от друга. Так же, как и в рассмотренном выше случае, вдоль северного подножия горок местами обнажены горизонтально лежащие отложения шорымской свиты, перекрываемые на южном крыле складки круто наклоненными (до 43-45°) адаевскими слоями.

Помимо описанных складчато-надвиговых дислокаций, в рассматриваемом районе имеют место и сдвиги. Об одном из них уже упоминалось выше. Более выразительны они во фронтальной части надвига, обнаженного в устье оврага Узунбас. Здесь среди поля бурых глин шорымской свиты, слагающих аллохтон, развиты линейные зоны смятия, имеющие более темную окраску. В их пределах глины перемяты, уплотнены, интенсивно кальцитизированы. Ширина зоны сдвига – от 15 до 50-60 см. Ориентированы они примерно вкрест простирания надвига и не следятся за его фронтальной частью.

Анализ конкретной геологической ситуации свидетельствует о том, что образование складчато-надвиговых дислокаций произошло в предсреднемиоценовое время, когда в пределах Мангышлака отмечалась активизация тектонических движений. Наличие надвигов и сопутствующих им складок, а также сдвигов указывает на то, что платформа испытала в этот момент сравнительно кратковременный импульс сжатия. Отражение ряда складок и надвигов в современном ландшафте, в том числе в виде топографических поднятий, а также имеющие место случаи надвигания отложений эоцена на четвертичные образования свидетельствуют о том, что рассматриваемая территория испытывает в настоящее время воздействие тангенциальных напряжений, разрядка которых может сопровождаться сейсмическими толчками. Имеющиеся сейсмологические наблюдения подтверждают этот вывод [6-10].

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Попков В. И. Чешуйчато-надвиговые дислокации северного борта Южно-Мангышлакского прогиба // Доклады Академии наук. – 1989. – Т. 305. – № 3. – С. 678-680.
- 2. Попков В. И. Внутриплитные структуры бокового сжатия // Геотектоника. 1991. Вып. 2. С. 13-27.
- 3. *Попков В. И.* Чешуйчато-надвиговые и складчатые дислокации запада Туранской плиты // Бюл. МОИП. Отд. геол. – 1991. – Т. 66. – Вып. 6. – С. 32-43.
- 4. Попков В. И. Узунбасские дислокации (Южный Мангышлак) // Геология. Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсов Академия наук Республики Башкортостан. – 2010. – № 15. – С. 50-57.
- 5. Попков В. И. Тарлинские дислокации (Южный Мангышлак) // Геология. Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсов Академия наук Республики Башкортостан. – 2011. – № 16. – С. 33-40.

- 6. Попков В.И. Кайнозойские дислокации Южного Мангышлака как следствие высокой геодинамической активности региона // Геология, география и глобальная энергия. 2012. № 2. С. 136-141.
- 7. Попков В. И., Жданов С. М. Кайнозойские надвиги, взбросы и складчатые дислокации Южного Мангышлака // Доклады Академии наук. 1990. Т. 314. № 4. С. 925-928.
- 8. *Попков В. И., Жданов С. М.* Молодые деформации горизонтального сжатия на Южном Мангышлаке // Геотектоника. 1991. № 5. С. 81-92.
- 9. *Никонов А. А.* Разрушительное землетрясение на Мангышлаке // Физика Земли. 1994. № 5. С. 71-79.
- 10. Шолохов В. В., Никонов А. А. Низкогорья Закаспия: строение, возникновение рельефа, активные разломы и следы сейсмических воздействий // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2006. Т. 81. № 3. С. 34-43.

УДК 551.24

ТЕКТОНИКА И ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ ПЛАТФОРМ НА АКВАТОРИИ АЗОВА

В. И. Попков, И. В. Попков, И. Е. Дементьева

Кубанский государственный университет, г. Краснодар, Россия

Под водами Азовского моря происходит сочленение разновозрастных платформ – древней Восточно-Европейской и молодой Скифской. Несмотря на многолетнюю историю изучения, вопрос о местоположении границы между ними и ее характере остается не решенным.

В северной части Азовского моря вплоть до Главного Азовского надвига на юге расположен мел-кайнозойский Северо-Азовский прогиб, осложненный серией антиклинальных складок с амплитудой от 100 до 800 м. Отложения майкопской серии облекают и сглаживают складчатый рельеф, а более поздние толщи практически не деформированы. Своим происхождением они обязаны субширотной системе надвигов, определяющих их асимметричность и ориентацию. Амплитуда смещения по разрывам достигает 1500 м [1-3].

Центральную часть моря занимает Азовский вал – крупная асимметричная структура, южный пологий склон которой постепенно переходит в северный борт Индоло-Кубанского прогиба, а северный крутой и узкий оборван Главным Азовским надвигом с амплитудой смещения по подошве платформенного чехла от 800 до 1000 м. В виде пологой дуги, выгнутой в северо-северо-западном направлении, он протягивается от западного до восточного побережья на расстояние более чем в 200 км при ширине до 50 км.

Отложения пермо-триаса Азовского вала интенсивно дислоцированы. На сейсмических разрезах характеризуются резкими наклонными и вертикальными акустическими контактами. Четко прослеживается эрозионная поверхность промежуточного комплекса. Мелкайнозойский чехол плавно перекрывает эту поверхность.

На сейсмических разрезах отчетливо видна аллохтонная природа Азовского вала, представляющего собой в доплитном комплексе пакет тектонических пластин, надвинутых одна на другую при общей направленности латеральной транспортировки масс горных пород в северном направлении (рис. 1).

Резко отличная волновая картина наблюдается на сейсмических разрезах, ориентированных примерно вдоль простирания Азовского вала. Здесь ниже отложений платформенного чехла фиксируются непротяженные отражающие площадки, наклоненные по направлению друг к другу, образуя синклиналеподобную структурную форму. Возможно, что здесь мы имеем дело, как и в случае с платформенными дислокациями [3], с листрическими надвигами, но уже более крупного порядка. Главный Азовский надвиг часто разветвляется на более мелкие разрывы, плоскости которых наклонены к югу при резком выполаживании с глубиной и слиянии в единую поверхность более крупного срыва. К северу за плоскостью Главного Азовского надвига скачкообразно появляются в разрезе отложения палеоцена-эоцена и мела, отсутствующие в присводовой части вала, а также резко нарастает мощность майкопской серии.



Рис. 1. Сейсмический разрез, иллюстрирующий аллохтонную природу Азовского вала. Верхняя слоистая часть разреза – платформенный чехол

В плане зона основного надвига не однородна, а состоит из отдельных более мелких дугообразных надвигов, кулисообразно подставляющих друг друга по простиранию. Амплитуда вертикального смещения максимальна во фронтальной части дуг, уменьшаясь к их краям. К фронтальным частям надвигов приурочены высокоамплитудные линейные асимметричные антиклинали.

Пространственно Азовский платформенный вал совпадает с центральным сегментом Северокрымско–Ейско-Березанской раннекиммерийской складчатой зоны, сложенной мощной призмой осадочных и вулканогенно-осадочных пород позднепалеозойско-триасового возраста, претерпевших складчатость на рубеже триаса и юры [2, 4]. Согласно сейсмическим данным, мощность земной коры под Азовским валом возрастает до 45-50 км, при этом утолщение «гранитно-метаморфического» слоя составляет 20-25 км, что, возможно, является следствием тектонического скучивания горных пород в пределах раннекиммерийской складчатой зоны.

В результате раннекиммерийских коллизионных процессов дислоцированные комплексы пород верхнего палеозоя и триаса были шарьированы на прилегающие с севера районы Украинского щита с образованием протяженного краевого прогиба [5, 6], более хорошо изученным в Крыму и получившим там название Предскифийского [7]. Масштаб тектонического перекрытия примерно соответствует ширине Азовского вала и составляет около 25-30 км.

На северную часть краевого прогиба частично наложен в плане платформенный Северо-Азовский прогиб, южное крыло перекрыто аллохтонными пластинами Азовского вала. Ниже отложений платформенного чехла в прогибе залегает мощный (до 10 км) комплекс относительно слабо дислоцированных отложений. В верхней его части отражающие горизонты в целом имеют южный наклон, в нижней – залегание пологое. Исходя из характера волновой картины, можно полагать, что Предскифийский прогиб испытал на себе воздействие мощного сжатия, направленного с юга, с образованием пологих срывов и тектонических чешуй (рис. 2). Тектонически сорванным, очевидно, оказался орогенный комплекс формаций. Дислокации Предскифийского прогиба представлены надвигами южного наклона, чешуями и принадвиговыми складками северной вергентности. Между ними практически отсутствуют синклинали в обычном виде: на южное пологое крыло накладывается более южная тектоническая пластина с фронтальной асимметричной антиклиналью по принципу укладки черепицы. Многие из надвигов проникают в перекрывающий платформенный чехол, контролируя строение и развитие мел-палеогеновых антиклиналей [1, 3].





Нижележащая часть осадочного выполнения палеозойского прогиба, возможно, исходя из аналогий с одновозрастным Преддобруджинским краевым прогибом, представлена предшествующим перикратонным шельфовым пассивноокраинным терригенно-карбонатным комплексом силура – раннего карбона. Не исключено присутствие в разрезе и более древних осадочных толщ.

Заложившись в раннекиммерийскую фазу сладчатости, многие из надвигов оставались мобильными и на платформенном этапе развития. В результате подвижек по ним были сформированы асимметричные принадвиговые антиклинали [1, 3], в том числе и платформенный Азовский вал, надвинутый на южный борт Северо-Азовского прогиба.

Таким образом, изучение региональной структуры дна Азовского моря и сопредельных территорий позволяет, на наш взгляд, достаточно определенно решить вопрос о место-положении и характере границы разновозрастных платформ.

Во-первых, не вызывает сомнения надвиговый характер их сочленения, что наглядно демонстрируют приведенные сейсмические разрезы. Подтверждается это и анализом естественных геофизических полей. Магнитное поле Украинского щита и Ростовского выступа характеризуется мозаичным рисунком, аномалии резко дифференцированы, высокой интенсивности, поле преимущественно положительного знака, местами знакопеременное, обусловленное составом и условиями залегания слагающих фундамент докембрийских магматических и метаморфических толщ. Примерно в центральной части Азовского моря происходит резкая смена характера магнитного поля, рисунок которого уже свойственен Скифской плите. Поскольку, как известно, в магнитном поле находят отражение, прежде всего, внутренние неоднородности фундамента, можно говорить о том, что именно здесь и проходит граница разновозрастных блоков континентальной коры. В плане эта граница примерно совпадает с южным крылом Азовского вала.

Собственно Азовский вал принадлежит к Скифской плите, шарьированный по системе пологих надвигов на погруженную окраинную часть древней Восточно-Европейской платформы. В силу более высокой плотности дислоцированных триас-палеозойских толщ и неглубокого их залегания в пределах Азовского вала, он находит отчетливое отражение в гравитационном поле в виде протяженной дуги, выгнутой к северу.

Погребенный Предскифийский краевой прогиб может стать новым перспективным региональным объектом геологоразведочных работ как на акватории Азова, так и сопредельных территориях [5, 6]. Учитывая его тектоническую природу можно предполагать присутствие в основании осадочного разреза платформенных формаций. В нормальном залегании они будут находиться на достаточно больших глубинах, но во фронтальных частях складчато-надвиговых дислокаций, широко развитых в прогибе, эти отложения могут быть существенно приближены к дневной поверхности. В составе мощного комплекса орогенных формаций могут быть широко представлены терригенные и карбонатно-терригенные отложения, содержащие в хорошо изученных краевых прогибах крупные скопления нефти и газа. В прогибах подобного рода обычно представлен практически весь известный спектр ловушек УВ.

Таким образом, на основании комплексного анализа геолого-геофизических материалов в западной части Скифской плиты выделен краевой прогиб позднепалеозойско-триасового возраста. Он имеет ширину 20-60 км и длину более 500 км. Несмотря на большие глубины залегания и значительный катагенез палеозойских пород, Предскифийский краевой прогиб перспективен для поисков месторождений нефти и газа. Кроме того, осадочные комплексы прогиба можно рассматривать как дополнительный, возможно даже основной, источник УВ для вышележащих ловушек в мезозойско-кайнозойских отложениях, что повышает их нефтегазовый потенциал. Большой интерес представляет южное крыло прогиба, перекрытое аллохтонными структурами Азовского вала, где могут быть сосредоточены значительные запасы нефти и газа в поднадвиговой зоне.

Установление погребенного палеозойского Предскифийского прогиба вносит существенные коррективы в представления о перспективах нефтегазоносности акватории Азова, поскольку это позволяет говорить о появлении не только нового направления геологоразведочных работ, но и дает основание более оптимистично оценить перспективы открытия в переходном комплексе Азовского вала и мезозойско-кайнозойском чехле центральной и северной частей Азовского моря не только газовых, но, что весьма существенно, и нефтяных залежей. Источником УВ могут служить палеозойско-нижнемезозойские отложения, выполняющие Предскифийский прогиб, которые в силу своих формационных особенностей и термобарических условий залегания потенциально нефтегазоматеринских толщ могли генерировать нефть и газ.

Последние при наличии благоприятных условий могли мигрировать в вышележащие отложения и сформировать в них залежи УВ. Более активному протеканию процессов генерации нефти и газа, а также их миграции способствуют тангенциальные тектонические напряжения, проявлявшиеся неоднократно в рассматриваемом регионе [2, 9]. Следами возможной вертикальной миграции флюидов могут являться сейсмические аномалии типа «флюидный прорыв».

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

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Исмагилов Д. Ф., Попков В. И., Терехов А. А. Аллохтонные структуры Азовского моря // Доклады АН СССР. – 1991. – Т. 313. – № 4. – С. 792-795.
- 2. Попков В. И. Роль горизонтального сжатия в формировании структуры запада Скифской плиты и современная геодинамика // Тектоника земной коры и мантии. Тектони-

ческие закономерности размещения полезных ископаемых : Материалы XXXVIII Тектонического совещания. – М. : ГЕОС, 2005. – Т. 2. – С. 108-113.

- 3. Попков В. И. Складчато-надвиговые дислокации в осадочном чехле Азовского моря // Геотектоника. – 2009. – № 4. – С. 84-93.
- 4. *Попков В. И.* Стресс-тектоника Скифской плиты // Серия нефть и газ : Труды СевКав-ГТУ. – Ставрополь, 2001. – Вып. 4. – С. 17-29.
- 5. *Попков В. И.* Погребенный верхнепалеозойский краевой прогиб на западе Скифской плиты // Верхний палеозой России : стратиграфия и фациальный анализ. – Казань, 2009. – С. 78-83.
- 6. Попков В. И., Дементьева И. Е., Казарова Е. В. Геологические предпосылки нефтегазоносности поднадвиговых зон запада Скифской плиты // XXI Губкинские чтения «Фундаментальный базис инновационных технологий поисков, разведки и разработки месторождений нефти и газа и приоритетные направления развития ресурсной базы ТЭК России» : Тезисы докладов. РГУ нефти и газа имени И. М. Губкина. – 2016. – С. 56-59.
- Юдин В. В. Предскифийский краевой прогиб // Геодинамика и нефтегазоносные системы Черноморско-Каспийского региона. – Симферополь : Таврия-Плюс, 2001. – С. 177-183.
- 8. *Казанцев Р. А., Шайнуров Р. В.* Открытие протерозой-палеозойского прогиба в северной части Азовского моря // Разведка и охрана недр. 2001. № 8. С. 34-40.
- Попков В. И. Геодинамическая обстановка формирования структур и перспективы нефтегазоносности Азовского моря // Азово-Черноморский полигон изучения геодинамики и флюидодинамики формирования месторождений нефти и газа : Материалы VIII Международной конференции «Крым-2009». Симферополь : Ассоциация геологов. – Симферополя, 2010. – С. 117-131.

УДК 55:504.75:550.348

ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ СЕЙСМО-ЭКОЛОГИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА СЕЙСМООПАСНЫХ И ОСОБО-ОПАСНЫХ ОБЪЕКТОВ

О. Г. Попова¹, М. Г. Попов², Ф. О. Аракелян³, В. В. Недядько³, С. Д. Васютинская¹

¹ Институт геоэкологии им. Е. М. Сергеева РАН, г. Москва, Россия; ² Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, г. Москва, Россия; ³ ООО «Атомсейсмоизыскания», г. Москва, Россия

В последние годы остро встал вопрос о безопасности жизненно-важных технических объектов, таких как ГЭС, АЭС и недропользования. Появляется понятие экологического мониторинга. Прежде всего, это относится к крупным и экологически опасным объектам, территориям эксплуатируемых нефтегазовых месторождений, угольным бассейнам, трассам магистральных трубопроводов, захоронениям высокотоксичных РАО, крупным химическим предприятиям, особо охраняемым эколого-курортным территориям, городским агломерациям с высокой плотностью населения, расположенных в районах высокого сейсмического риска.

Задачи, поставленные перед экологическим мониторингом, в большой степени решаются с помощью локального сейсмического мониторинга, поскольку сейсмический мониторинг позволяет оценивать во времени изменение геофизических параметров среды. Таким образом, локальный сейсмический мониторинг, который позволяет во времени оценивать состояние геофизической среды на ограниченных территориях с целью оценки степени экологической опасности и уменьшения риска опасных природных явлений, можно назвать сейсмо-экологическим мониторингом. В густонаселенных урбанизированных районах проведе-

ние сейсмо-экологического мониторинга с искусственными источниками (взрывами) вызывает много организационных трудностей. Поэтому встал вопрос об использовании сейсмического мониторинга, регистрирующего волны от естественных источников. В основном используются записи далеких землетрясений и записи микросейсмического фона.

Регионы, по которым анализировались материалы локального сейсмо – экологического мониторинга, можно разделить на три категории: 1) сейсмоопасные зоны, 2) урбанизированные территории мегаполисов, 3) особо – важные объекты (например, атомные электростанции). Изучаемыми районами явились сейсмоопасный Кавминводский регион, Московский мегаполис, районы планируемых и эксплуатируемых атомных станций: Северской АЭС (слабо сейсмически активный Томский регион), Белоярской АЭС (Средне-Уральская сейсмоопасная область), Нижегородской АЭС (платформенный Нижегородский регион).

При проведении локального сейсмо-экологического мониторинга в основном использовалась площадная расстановка пунктов наблюдения (локальная сеть), состоящая из трехкомпонентных цифровых сейсмических станций. Площадь исследования обычно порядка 60×60 км, оптимальное количество станций при этом порядка 10-15, но не менее 5-7. Расстояние между станциями составляло 12-20 км, оптимально – 16 км. Во время наблюдений регулярно, обычно один раз в сутки, производилась запись калибровочного импульса определенной формы и амплитуды. Длительность наблюдений зависела от задач мониторинга и колебалась от нескольких месяцев до нескольких лет.

Способ оценки напряженного состояния и изучения геодинамики среды разработан на основе анализа энергии обменных проходящих волн PS от далеких землетрясений по материалам длительного локального сейсмического мониторинга в районе Кавминвод (1995-2006 гг.) и подробно описан в работах [1].

Методика основана на том, что энергия поперечных и обменных волн PS (а обменные волны также относятся к волнам поперечным) существенно зависит от степени трещиноватости, пористости, флюидизации и анизотропных свойств среды [2], которые в большой степени определяются ее напряженным состоянием.

Согласно разработанной методике напряженное состояние среды в некоторой точке пространства оценивается следующими показателями [1]:

- показателем анизотропности среды γ (безразмерная величина) под каждой точкой наблюдения: $\gamma = E_R/E_V$, где E_V и E_R энергия радиальной (PSv) и тангенциальной (PSr) составляющих записи обменных волн от далеких землетрясений соответственно;
- интегральным показателем напряженного состояния среды S (безразмерная величина) в районе наблюдения, определяемого расчетным путем на основе изучения распределения параметра γ по площади наблюдательной сети мониторинга

Таким образом, в результате обработки записей обменных волн PS от далеких землетрясений получают временные ряды: $E_V(t)$, $E_R(t)$, $\gamma(t)$ для каждого пункта наблюдения и S(t)для всей площади сети станций, а также набор схем распределения параметра γ для разных интервалов времени.

Цели исследований длительных наблюдений в выше указанных регионах были следующие:

- a) Показать, как изменяются геодинамические показатели напряженного состояния среды во времени в каждом из исследуемых регионов, оценить диапазон изменения этих показателей в средах сейсмически активных и асейсмичных
- б) Установить наличие цикличности в изменении геодинамических показателей.
- в) Выявить критерии прогноза усиления сейсмической опасности.
- Г) Установить влияние внешних природных факторов на показатели напряженного состояния среды и на характеристики микросейсмического фона в районах разной геодинамической активности.

Изменчивость энергетических характеристик волн PS во времени и уровень значений показателей γ и S в различных средах. Для всех рассмотренных регионов, где проводился сейсмо-экологический мониторинг, отмечена изменчивость во времени и по площади наблюдения энергетических параметров, характеризующих состояние среды (E_V и E_R волн PS, образованных на различных глубинах, а также показателя анизотропности γ и показателя S.

Значения показателя S в сейсмоактивных регионах изменяются в гораздо более широких пределах, чем в слабо сейсмичных и асейсмичных. Для сейсмоопасной среды Кавминводского полигона в течение 7 лет значения γ изменялись от 0-0,2 до 8,0 при этом значения S изменялись от значений близких к нулю до 5,3. Высоким значениям S соответствовали проявление сейсмической активности.

На территории Томского полигона – региона слабой сейсмической активности, в течение двух лет наблюдений показатель анизотропности γ изменялся в незначительных пределах, и только дважды существенно превысил фоновый уровень, увеличившись до 1,4 и 2,8. Закономерно возросли в этих же временных интервалах и значения интегрального показателя *S* до 0,18 и 0,542, отобразив появление участков аномального напряженного состояния горных пород в пределах территории полигона. И как результат возникновения контрастной аномалии 05 февраля 2010 г. в районе Томского полигона (территория Северской АЭС) произошло слабое местное тектоническое землетрясение с магнитудой M = 1,4, эпицентр которого приурочен к краевой части выделенной аномалии. Следовательно, в регионах слабой сейсмической активности также могут возникать ситуации повышенной напряженности среды, в результате разрядки которой могут происходить слабые местные землетрясения.

Для платформенного Нижегородского региона значения показателя анизотропности γ варьировали от 0 до 0,6 [3], а показателя напряженного состояния *S* – от 0 до 0.061.

Таким образом, максимальные значения величины *S* для сейсмоопасного региона Кавминвод более чем в 10-12 раз превышают максимальные значения этого показателя для слабо сейсмически активного Томского полигона исследований и в 100 раз для асейсмичного Нижегородского полигона. Такое соотношение величин сравниваемых параметров, полученных для трех полигонов, предполагает существенное различие геодинамики и напряженного состояния среды в этих регионах.

Цикличность, наблюдаемая по оценке энергетических параметров волн PS и по значениям геодинамических показателей γ и S во времени. Анализ результатов длительного сейсмо-экологического мониторинга для сейсмоопасного района Кавказских Минеральных Вод и платформенного региона Московского мегаполиса показал, что на временных рядах значений энергии обменных волн $E_V(t)$ и $E_R(t)$ (соответственно радиальной и тангенциальной компонент) на всех пунктах наблюдения выявляется четкая периодичность изменения указанных параметров для разных уровней глубин. Период этих изменений равен примерно 170-200 дней, в среднем 180-185 дней, то есть 0,5 года. Полугодовая цикличность проявляется и в поведении зависимостей $\gamma(t)$ и S(t) для этих регионов (рис. 1). Природа полугодовой цикличность, по мнению ряда исследователей, вероятно, обусловлена изменением скорости вращения Земли [4]. Однако не исключено и влияние сезонного фактора.

Для зависимости *S*(*t*) района Северской АЭС (Томский регион) выявлена годовая цикличность, которая, скорее всего, той же природы, что и полугодовая цикличность Кавминводского и Московского регионов.

Зависимость S(t) для района Кавминводской сети (района высокой степени сейсмической опасности) позволила выявить низкочастотную цикличность изменения показателя напряженного состояния, связанную с подготовкой сильных для этого района землетрясений с магнитудой $M \ge 4,3$. Длительность циклов составляет 2-3 года [1], каждый цикл завершается проявлением сейсмичности с $M \ge 4,3$. При этом полугодовая цикличность, о которой говорилось выше, накладывается на низкочастотную и осложняет ее.



Рис. 1. Изменение во времени показателя напряженного состояния среды *S* для района Московского мегаполиса (*a*) и района Северской АЭС (Томский регион) (*б*)

Более короткие временные ряды S(t) для Томского полигона, Московского региона, Белоярского и Нижегородского полигонов не позволили выделить низкочастотную цикличность, связанную с тектонической активностью регионов. Возможно, этой цикличности для слабо сейсмически активных и асейсмичных платформенных регионов не существует.

Разработка критериев прогноза усиления сейсмической активности в сейсмоопасных регионах. Низкочастотная цикличность, выявленная по зависимости S(t) в сейсмоопасном Кавминводском полигоне позволила говорить о тектоническом режиме региона и выявить среднесрочные критерии усиления сейсмической активности. Осредненная зависимость $S(t)_{oc}$, характеризующая изменение показателя напряженного состояния среды за длительный период наблюдений, как уже отмечалось, состоит из нескольких циклов, длительность которых составляет 2-3 года. Каждый цикл, в свою очередь, состоит из 3-х фаз [1], которые согласуются с тремя фазами подготовки тектонического землетрясения работы [5].

Анализируя зависимость $S(t)_{oc}$ с точки зрения работы [5], были сформулированы некоторые критерии среднесрочного прогноза сильных землетрясений с магнитудой $M \ge 4,3$ в Кавминводском регионе [1]:

- Наличие достаточно длительного периода низких значений зависимости *S*(*t*)_{*o*c.} Чем выше магнитуда готовящегося землетрясения, тем длительнее период низких значений *S*(*t*)_{*o*c.}
- Устойчивое возрастание функции *S*(*t*)_{*oc*}. Градиент возрастания и максимальные значения *S*(*t*)_{*oc*} зависят от магнитуды готовящегося землетрясения и его удаленности от сети.

Влияние внешних природных факторов на оценочные показатели напряженного состояние среды. Одной из ключевых проблем сейсмо-экологического мониторинга является раскрытие механизмов взаимодействия разных геофизических полей и проявление их суммарного воздействия на состояние геологической среды (синергетика процесса). В этом аспекте изучение внешних воздействий с помощью сейсмо-экологического мониторинга в районах сейсмоопасных и в районах размещения особо важных объектов является крайне важным, поскольку эти воздействия могут явиться триггером в процессе подготовки тектонических или техногенных катастроф.

К внешним природным воздействиям на геологическую среду следует отнести ежесуточные приливные воздействия Солнца и Луны, лунные и солнечные затмения, влияние Луны в различных ее фазах, солнечную активность (магнитные бури), изменение скорости вращения Земли, воздействие катастрофических далеких землетрясений.

Для оценки влияния катастрофических далеких землетрясений на геодинамические показатели состояния среды использовалась описанная выше методика, разработанная в ИГЭ РАН, позволяющая оценивать напряженное состояние среды по энергии обменных волн PS от далеких землетрясений [1]. Влияние Луны, Солнца и магнитных бурь на состояние среды в основном оценивалось по микросейсмическим колебаниям, зарегистрированным при сейсмо-экологическом мониторинге.

Влияние далеких катастрофических землетрясений. Влияние катастрофических далеких землетрясений рассматривалось в двух аспектах:

1. Влияние далеких катастрофических землетрясений на возрастание показателей анизотропности γ и напряженного состояния *S* и, соответственно, на усиление местной сейсмической активности в регионе удаленном от эпицентра катастрофического землетрясения на расстояние порядка 7000 км.

II. Влияние далекого катастрофического землетрясения на прекращение работы очага местного землетрясения.

Анализ материалов по всем изучаемым регионам показал, что катастрофические землетрясения (M > 7,0) резко изменяет структуру анизотропных свойств сейсмоактивной среды удаленных регионов, в одних случаях вызывая повышенную активизацию среды, в других — резко прекращая активизацию очага сильного местного землетрясения. В платформенной асейсмичной среде влияние далеких катастрофических землетрясений может не проявляться.

Влияние космических факторов: солнечных и лунных затмений, фаз луны, магнитных бурь. Наиболее сильное воздействие внешних природных факторов связано с приливным гравитационным воздействием Луны и Солнца, а также с солнечной активностью. Влияние Луны, Солнца и магнитных бурь на состояние среды в основном оценивалось по микросейсмическим колебаниям.

Регистрация микросейсмического фона во всех регионах, где проводился сейсмоэкологический мониторинг, осуществлялась по всем работающим станциям регулярно ночью. Это позволяет считать, что влияние техногенного и человеческого фактора очень мало. На основании проведенного анализа амплитудно-частотных характеристик микросейсмического фона показано следующее:

- В сейсмоактивной среде влияние солнечного и лунного затмений проявляется резким увеличением (в 3-7 раз) амплитуд микросейсмического фона, отклонением направления вектора смещения фона и существенным расширением полосы его частотного состава. Магнитные бури проявляются увеличением в 3-7 раз амплитуд микросейсмического фона, но с запаздыванием по отношению к началу магнитной бури, при этом отмечается расширение спектрального состава фона за сутки до начала магнитных бурь.
- Для платформенных асейсмичных регионов результаты влияния внешних природных факторов на амплитудно-частотные характеристики микросейсмического фона незначительны.

Все особенности изменения показателей напряженного состояния среды и амплитудно-частотных параметров микросейсмического фона в разных районах проведения локального сейсмо-экологического мониторинга позволили сделать вывод о необходимости проведения такого мониторинга на всех стадиях планирования и эксплуатации особо опасных объектов. Выявленные среднесрочные критерии усиления сейсмической активности позволят заблаговременно оценить возможную опасность для предотвращения техногенных катастроф.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Попова О. Г., Серый А. В., Коновалов Ю. Ф. Результаты долговременного сейсмического мониторинга в сейсмоопасном районе Кавказских Минеральных Вод. Геоэкология. – 2008. – № 2. – С. 135-40.
- 2. *Гик Л. Д.* Физическое моделирование распространения сейсмических волн в пористых и трещиноватых средах // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 4. С. 804-815.
- 3. Попова О. Г., Жигалин А. Д., Попов М. Г., Аракелян Ф. О., Недядько В. В., Лаврик Е. В. Геодинамический мониторинг при проектировании объектов энергетики // Геоэкология. – 2015. – № 5. – С. 460-468.
- 4. *Барсуков О. М.* Годичные вариации сейсмичности и скорости вращения Земли // Физика Земли. 1994. № 4. С.96-98.
- 5. Мячкин В. И. Процессы подготовки землетрясений. М. : Наука, 1978. 232 с.

СЕЙСМИЧЕСКОЕ МИКРОРАЙОНИРОВАНИЕ КАК ОБЯЗАТЕЛЬНЫЙ ВИД ИЗЫСКАНИЙ ДЛЯ МЕГАПОЛИСОВ И ОСОБО ОТВЕТСТВЕННЫХ ОБЪЕКТОВ

Н. Д. Разиньков

Центр мониторинга и прогнозирования ЧС, г. Воронеж, Россия

Сейсмическое микрорайонирование выполняется с целью количественной оценки влияния местных условий (состав грунтов, особенности рельефа и др.) на сейсмичность с указанием изменения интенсивности в баллах [1].

Непростая ситуация в г. Воронеже с точки зрения возникновения проблем-следствий урбанистического развития, в первую очередь, плотной застройки территорий с природными и природно-техногенными фоновыми рисками (оползневые, подтопленные городские территории) и наличия особо ответственных объектов заставили учёных геофизиков и специалистов регионального МЧС поднять вопрос о необходимости проведения микросейсмического районирования.

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 территории Воронежской области повышен по сравнению с прежними требованиями на 1 балл (карта С – 6 баллов) по шкале MSK-64 [2], что диктует необходимость учёта данного факта при урбанистическом развитии миллионного г. Воронежа и особо ответственных объектов, расположенных как в самом городе, так и в Воронежской области, по причине строительства данных объектов без учёта сейсмической опасности.

Генеральный план городского округа город Воронеж на период до 2020 г., утверждённый городской Думой 19.12.2008 г. № 422-II, также не воспринял произошедших изменений в сейсмическом районировании территории Российской Федерации. В генплане о сейсмических рисках нет даже упоминаний.

Вместе с этим согласно РСН 60-86 (действующий нормативный документ) рекомендует провести микросейсмическое районирование (инструментальные исследования), а именно произвести:

- количественную оценку изменения величины приращения сейсмической интенсивности по отношению к эталонным грунтам для основных типов грунтовых комплексов, выделенных по результатам инженерно-геологических исследований;
- качественную оценку возможных сейсмических эффектов в пределах оползневых участков или участков развития других геологических процессов и явлений;
- количественную или качественную оценку влияния на сейсмичность изучаемой территории тектонических нарушений, расположенных в её пределах или в непосредственной близости;
- количественную или качественную оценку влияния рельефа на сейсмичность различных участков изучаемой территории;
- получение исходных данных для теоретических расчётов прогноза изменения сейсмичности.
 Решение всех перечисленных задач предусматривается для объектов класса A, неза-

висимо от исходной сейсмичности (табл. 1).

Таблица 1

Индекс класса объекта	Характеристика	Состав работ	Итоговый документ
А	Города с населением более 500 тыс. чел., крупнейшие	Полный комплекс	Карта сейсми-
	промышленные комплексы и промышленные пред-	работ, предусмот-	ческого микро-
	приятия, особо ответственные здания и сооружения	ренный РСН 60-86	районирования

На территории Воронежской области вот уже 20 лет ведутся сейсмологические наблюдения Лабораторией сейсмического мониторинга им. проф. А. П. Таркова (ВГУ) и Лабораторией сейсмического мониторинга Воронежского кристаллического массива. По статистическим данным на территории Воронежской области ежегодно происходят 20-30 землетрясений 6-9 энергетических классов. 31 марта 2000 года было зарегистрировано 5-ти балльное (по шкале MSK-64) землетрясение в районе г. Калач. Землетрясение, произошедшее на северном борту Днепрово-Донецкой впадины (южном склоне Воронежского кристаллического массива) 3 февраля 2015 г. с mb = 4,6, ещё раз подтвердило, что платформенные территории не являются сейсмически пассивными.

В 2009 г. вышеуказанными Лабораториями была сформулирована проблема микросейсмического районирования и обозначена перед Правительством Воронежской области и Главным управлением МЧС России по Воронежской области. В результате прошло ряд обсуждений представителей органов власти, МЧС, учёных-практиков на базе Воронежского государственного архитектурно-строительного университета. Для решения по существу вопроса департаменту природных ресурсов и экологии Воронежской области (современное название) состоялось поручение – выяснить актуальность проблемы и определить финансирование проведения микросейсмического районирования. В результате положительного решения так и не состоялось, департамент остался убеждённым в неактуальности данной проблемы.

В условиях отсутствия серьёзных сейсмических событий в Воронежской области в последние годы проблема устойчивости селитебных территорий и особо ответственных сооружений существенно обострились. Приведём некоторые из них.

Авиационный полигон «Погоново» вблизи г. Воронежа является источником сейсмических волн, возбуждаемых взрывами, дошло до того, что во время так называемой утилизации просроченных боеприпасов в ближайшем населённом пункте пос. им. Будённого (микрорайон Воронежа) наблюдались слабые разрушения у многочисленных жилых строений, не минуло этой участи даже школы начальных классов.

Правый крутой берег реки Воронеж в черте города является оползнеопасным, в подтверждение этому: ежегодно происходят 2-3 оползнеопасных явления – либо сход оползня, либо повреждение строений (просадка фундамента, трещины в стенах). Данная ситуация крайне обостряется в случае выпадения затяжных дождей либо ливня, в подтверждение слов буквально последние случаи: 21.04.2016 г. сход оползня по адресу ул. Большая Стрелецкая, д. 56, в результате чего был заблокирован вход в жилой дом, разрушены придворовые постройки; 28.04.2016 г. сход оползня по адресу ул. Володарского, д. 26, в результате чего разрушена стена частного дома, семья временно отселена.

Весной 2016 г. проведено комиссионное обследование дорожными областными и городскими службами и специалистами Центра мониторинга и прогнозирования ЧС Воронежской области мостовых переходов на Воронежском гидроузле, комиссией установлено, что сооружения находятся в предаварийном состоянии и требуют срочного ремонта. Воронежский гидроузел также находится в ограниченно работоспособном состоянии. Плотина является намывной, при этом допущены отступления от проекта: не выдержана геометрия тела плотины, каменная наброска, подгружаемая сухой откос, в настоящее время наполовину отсутствует. Таким образом, даже из этого видно, что случись сейсмособытие, возникновение оползня в теле плотины является реально возможным, обрушение бетонных конструкций также является вероятным. В случае возникновения гидродинамической аварии согласно декларации безопасности (по наиболее вероятному сценарию - не во время половодья) площадь затопления составит 150 км², ущерб объектам инфраструктуры в пойме Дона составит 142 млн. руб., плотина будет разрушена. Наибольший вред будет нанесён по верхнему бьефу - городскому округу город Воронеж: если в летний период, то возникнет экологическая чрезвычайная ситуация; население города будет испытывать всё больший и больший дефицит питьевой воды (подземные водозаборы вокруг водохранилища) вплоть до восстановления гидроузла.



Рис. 1. Схема детального сейсмического районирования территории Воронежской области (ВГУ, Надежка Л. И., Дубянский А. И., Морено-Пальи Л. П.)

Согласно Схеме детального сейсмического районирования территории Воронежской области (масштаб: 1:500 000), авторы Надежка Л. И., Дубянский А. И., Морено-Пальи Л. П., территория региона имеет различную сейсмичность, например, вдоль Дона она достигает 7 баллов (рис. 1). Особо ответственные объекты также располагаются практически на всей территории области: Воронежскую область пересекают 6 магистральных газопроводов, 1 магистральный нефтепродуктопровод, 1 магистральный аммиакопровод, 5 действующих блоков Новоронежской атомной станции, имеются такие крупные химические объекты, как ОАО «Минудобрения», АО «Воронежсинтезкаучук», крупные хранилища углеводородного сырья. Всё 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 учитывался.

Вот уже второй год по решению Правительства РФ в регионах и на территориях муниципальных образований создаётся аппаратно-программный комплекс «Безопасный город», который предполагает мониторинг, оценку и принятие предупредительных мер по минимизации рисков, в том числе природных и природно-техногенных, которыми по определению являются сейсмориски. Как представляется, в управляющих центрах АПК «Безопасный город» должен содержаться информационный ресурс в виде карт-схем фоновых сейсмических рисков (в наилучшем исполнении геоинформационный слой на электронной карте субъекта РФ и муниципального образования), результирующие карты проведения микросейсмического районирования (масштабов 1:5 000 либо 1:2 000), оползнеопасных участков, подтапливаемых территорий, иных неустойчивых мест, особо ответственных техногенных объектов, мест с массовым пребыванием людей и др. В случае сейсмособытия данный информационный ресурс будет востребован в первую очередь.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. РСН 60-86. Республиканские строительные нормы. Инженерные изыскания для строительства. Сейсмическое микрорайонирование. Нормы производства работ.
- Уломов В. И., Шумилина Л. С. Комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации – ОСР-97. Масштаб 1:8 000 000. Объяснительная записка и список городов и населённых пунктов, расположенных в сейсмоопасных районах. – М. : Объединённый институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, 1999. – 57 с.
- 3. *Концепция* построения и развития аппаратно-программного комплекса «Безопасный город», утверждённая распоряжением Правительства РФ от 03.12.2014 г. № 2446-р.

УДК 550.834.8+550.837.211

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ АЛТАЕ-САЯНСКОГО РЕГИОНА ПО ДАННЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ МЕТОДАМИ МОВЗ И МТЗ

В. А. Ракитов¹, Е. Д. Алексанова², В. С. Андреев², Л. С. Артеменко¹, В. В. Недядько¹, Е. В. Лаврик¹, Н. А. Радькова¹, Ю. Г. Чернышев¹

¹ Филиал АО «ВНИИГеофизика»-Центр «ГЕОН», г. Москва, Россия; ² ООО «Северо-Запад», г. Москва, Россия

В период 2005-2015 гг. филиал АО ВНИИГеофизика-«Центр ГЕОН» по заказу Департамента по недропользованию «Сибнедра» выполнило на территории Алтае-Саянской складчатой области (АССО) геофизические работы сейсморазведочным (МОВЗ) и электроразведочным (МТЗ) методами вдоль сети региональных профилей общей протяженностью свыше 4000 пог. км [1].

Трехкомпонентная регистрации упругих колебаний, возбуждаемых землетрясениями, проводилась в диапазоне частот 0,1-15,0 Гц с применением большого количества (до 60 шт.) цифровых регистраторов РСС «Дельта-Геон». Измерения методом магнитотеллурического зондирования (МТЗ) проводились силами ГПКК «КНИИГиМС» (г. Красноярск) и ООО «Северо-Запад» (г. Москва) на совмещенных с МОВЗ пунктах наблюдений с шагом 3 км и дополнительно между ними с шагом 1 км. Регистрация МТ-поля производилась станциями SGS-E (ГПКК «КНИИГиМС») и аппаратурой МТU фирмы «Phoenix Geophysics» (ООО «Северо-Запад») в диапазоне периодов от $2 \cdot 10^{-3}$ до 10^4 с.

Ниже будут рассмотрены результаты анализа данных МОВЗ и МТЗ по профилю Кызыл–Орлик–Слюдянка протяженностью 800 пог. км вдоль участков Кызыл–Азас, Азас– Чойган и Орлик–Слюдянка, где на российской территории периодически происходят сильные землетрясения с интенсивностью сотрясений до 9-10 баллов (рис. 1). В прилегающей полосе профиля к ним относятся: Тувинские землетрясения 27.12.2011 г. с M = 6,6 и 26.02.2012 г. с M = 6,7, Мондинское землетрясение 04.04.1950 г. с M = 7,0 и Култукское землетрясение 27.08.2008 г. с M = 6,3 [2-4].



Рис. 1. Обзорная схема расположения профиля Кызыл – Орлик – Слюдянка. Условные обозначения: 1 - a) пункты MOB3 и MT3, б) пункты MT3; 2 - эпицентры землетрясений в полосе профиля:<math>a) M < 6, б) M > 6 (цифры обозначают положение эпицентров: 1 - Тувинских, 2 - Мондинского, $<math>3 - Култукского землетрясений); <math>3 - профили \Gamma C3$, 4 - четвертичные вулканы

Обработка данных МТЗ. Специалистами ООО «Северо-Запад» с использованием технологии [5] были переобработаны результаты полевых измерений, полученные ранее ГПКК «КНИИГиМС» на участках Кызыл–Азас и Орлик–Слюдянка. Обработка МТ-данных на участке Азас–Чойган производилась в два этапа: первичная с использованием пакета программ компании «Phoenix Geophysics» и углубленная в программе МТ-Corrector (ООО «Северо-Запад»). Далее для всего профиля проводился анализ тензора импеданса с целью определения размерности локальной и региональной геоэлектрической ситуации. Он показал, что на рассматриваемом профиле среда в целом отвечает двумерной модели. Установлено, что влияние 3D неоднородностей проявляется в ограниченных интервалах профиля и в основном на больших периодах. Далее проводилась 2D инверсия в программе МТ 2D Tools (ООО «Северо-Запад») с использованием алгоритма R. Mackie.

Обработка данных MOB3. Обработка полученного полевого материала осуществлялась с использованием записей Р-, S- и PS-волн широкого класса событий: далеких, близких землетрясений и взрывов из карьеров, что обеспечивает повышение информативности и достоверности глубинных построений. Скоростные параметры земной коры определялись по данным обработки записей рефрагированных Р- и S-волн от взрывов из карьеров, а также априорных данных ГСЗ на геотраверсах Центра ГЕОН в районе работ [6]. Выделение обменных волн на записях далеких землетрясений осуществлялось методом «функции приемника» [7]. Временной разрез стандартизированных волновых форм обеспечивает прослеживание осей синфазности выделенных волн, связываемых с границами раздела в земной коре. Сейсмический разрез, составленный путем трансформации временного разреза до глубины 60 км и более по заданному скоростному закону уточняется 2D-лучевым моделированием по технологии SeisWaid.

Результаты работ. На сейсмогеоэлектрическом разрезе вдоль участка Кызыл – Азас (рис. 2) показаны проекции очагов Тувинских землетрясений, произошедших в 2011-2012 гг. в пределах хребта Академика Обручева с M = 6,7-6,8. Они находятся в пределах наиболее проводящей области Каахемского разлома с резким смещением по поверхности Мохо амплитудой до 8 км. По данным ранее выполненных наблюдений МОВЗ в 2008 г. вблизи этого разлома были зарегистрированы слабые локальные события с M = 1,8-2,5.



Рис. 2. Глубинный сейсмогеоэлектрический разрез земной коры восточной части АССО вдоль участка Кызыл – Азас по данным МОВЗ и МТЗ. Условные обозначения: 1 – пункты наблюдения; 2 – сейсмические границы по данным МОВЗ: а) поверхность кристаллического фундамента и Мохо, б) сейсмические границы в земной коре; 3 – разрывные нарушения; 4 – очаги крупных землетрясений (Тувинских: T-I – 27.12.2011 г., M = 6,6; T- II – 26.02.2012 г., M = 6,7; M – Мондинского 04.04.1950 г., M = 7,0); 5 – очаги локальных землетрясений (M = 1,5-3,3), зарегистрированных станциями Дельта-Геон

При построении геолого-геофизической модели вдоль участка Азас–Чойган были использованы результаты 2D инверсии данных МТЗ, так как исследования МОВЗ здесь не проводились (рис. 3). По геоэлектрическому строению профиль разделяется на три зоны, отвечающие выделяемым тектоническим элементам – Тоджинской, Хамсаринской и Восточно-Тувинской зонам. Важным геологическим результатом проведенных исследований является то, что выделяемые тектонические структуры граничат по разломным зонам глубокого заложения. Эти зоны характеризуются пониженным сопротивлением.



Рис. 3. Глубинный геоэлектрический разрез земной коры восточной части АССО вдоль участка Азас–Чойган по данным МТЗ. Условные обозначения: 1 – пункты наблюдения МТЗ; 2 – проекция очагов землетрясений (M = 3-6) в полосе 100 км от профиля (по данным NEIC)

В пределах Тоджинской впадины, где верхняя высокоомная кора имеет сравнительно небольшую мощность (10-20 км), выделены две субвертикальные проводящие зоны, которые могут отвечать глубинным разломным зонам. В этом интервале профиля располагается несколько проекций очагов землетрясений с магнитудой менее 6, относящихся, в основном, к очаговой зоне Тувинских землетрясений. Глубина этих очагов составляет около 10 км. Это подтверждает большую активность этого блока и выделение здесь Тоджинской зоны ВОЗ.

Хамсаринская зона, судя по ее геоэлектрической характеристике, представляет собой жесткий монолитный блок. В ее пределах верхняя кора имеет высокие сопротивления; субвертикальных проводников, ассоциируемых с разломами, не выделяется. На разрезе можно видеть несколько проекций очагов землетрясений, располагающихся на глубине более 30 км и находящихся в средне-нижнекоровом проводящем слое.

Хамсаринская и Восточно-Тувинская зоны разделяются по глубинному Азасскому разлому, проявляющемуся в геоэлектрической модели довольно широкой проводящей зоной в верхней коре и аномалией с пониженным сопротивлением в коровом проводнике. На поверхности над разломом располагается Бийхемское кайнозойское рифтовое базальтовое плато. Кроме того, в Восточно-Тувинской (наиболее проводящей) зоне вблизи профиля располагаются области выхода горячих источников (перевал Чойган) и молодые (кайнозойские) вулканы центрального типа (вулканы Кропоткина и Перетолчина). К области Азасского разлома относится и несколько проекций очаговых зон землетрясений (глубина около 10 км). Все это указывает на активность данной зоны.

Низкие сопротивления могут объясняться как наличием разогретых минерализованных флюидов (ионная проводимость), так и зонами графитизации или рудной минерализации (электронная проводимость), связанной с разогревом при внедрении вулканических пород или отложенными из тех же флюидов. Основываясь на геологических данных, можно утверждать, что аномально низкие сопротивления в этой зоне связаны в первую очередь с наличием электронных проводников–графитов и пирита. Минерализованные воды горячих источников также, по-видимому, вносят свой вклад, обеспечивая гальваническую связь электронных проводников. Однако, учитывая их небольшую минерализацию, было бы невозможно объяснить столь низкие сопротивления в верхней части разреза только ионной проводимостью флюидов.

Согласно ранее полученным данным MOB3 [1], граница верхней и средней коры может соответствовать выполаживанию на глубине верхнекоровых (листрических) разломов, образующих своеобразную плоскость срыва, что в районе Хемчикско-Азасского глубинного разлома можно объяснить реологической неоднородностью пород и разной степенью флюидонасыщенности. По всей видимости, это также находит отражение в геоэлектрическом разрезе на участке профиля Азас–Чойган в виде зоны высокой коровой электропроводности на глубинах 20-30 км. Необходимо учитывать наличие и минерализованных горячих источников, находящих отражение в геоэлектрическом разрезе в виде аномалии высокой электропроводности, имеющей выход на поверхность.

Вдоль участка Орлик–Слюдянка в пределах Тункинского рифта отмечается повышенное сопротивление средней-нижней коры. Расположение очагов землетрясений коррелирует с границей (как правило, субвертикальной) высокоомных блоков и проводящей зоны на уровне средней коры. Глубинные характеристики слоев сейсмического разреза на этом участке профиля имеют следующие особенности: кора в целом характеризуется большим количеством узких (10- 40 км) блоков, разделенных глубинными разломами (рис. 4). Нижние сейсмические горизонты на этом участке имеют тенденцию к выклиниванию. В Тункинском рифте на фоне приподнятого положения поверхности Мохо картируется область смятых слоев, что можно объяснить сдвиговым режимом деформирования коры.

Характер расслоенности земной коры вдоль участка Орлик–Слюдянка был представлен в виде изолиний параметров временных неоднородностей, позволяющие не только

обособить тектонические структуры, но и количественно оценить степень расслоенности среды.



Рис. 4. Глубинный сейсмогеоэлектрический разрез земной коры восточной части АССО вдоль участка Орлик–Слюдянка по данным МОВЗ и МТЗ. Условные обозначения приведены на рис. 2

В результате расчетов было получено распределение аномалий dt_{ps-p} на глубину, представленное на сейсмическом разрезе временных неоднородностей (рис. 5). Фоновые значения $dt_{ps-p} = 0,5-0,8$ с достигают на отдельных участках значений $dt_{ps-p} = 1,4$ с. В среднейнижней части коры на участке (тт. 509-532) отмечаются аномалии временных неоднородностей, достигающие повышенных значений $dt_{ps-p} = 1.6-1,8$ с по сравнению с прилегающими блоками.



Рис. 5. Разрез временных неоднородностей земной коры вдоль участка Орлик–Слюдянка

Выводы.

- Комплексный анализ данных МОВЗ, ГСЗ, МТЗ и поверхностной геологии позволил создать геолого-геофизическую модель восточной части Алтае–Саянского региона. Сейсмическими работами установлена сложная многослойная структура земной коры, отчетливо дифференцированная по латерали. Выявленными региональными границами, залегающими на глубинах 17-25 и 22-30 км соответственно, толща коры делится на три слоя: верхний – мощностью 18-23 км; средний – мощностью 10-13 км и нижний – мощностью 7-10 км с пластовыми скоростями 6,0-6,35 км/с, 6,4-6,7 км/с и 6,8-7,2 км/с соответственно. Мощность земной коры на значительной территории исследуемого района составляет 45-50 км. На глубине прослежен ряд региональных разломов. Отдельные разломные зоны имеют глубокое (мантийное) заложение, с ними связана современная сейсмическая активность на уровне слабых землетрясений.
- 2. Установлены особенности глубинного строения земной коры в сейсмоопасных зонах: приуроченность эпицентров землетрясений к смещениям границ по разные стороны от

разлома, изменения типа разреза, вариации мощности слоев, заметное изменение рельефа поверхности Мохо и аномалиям распределения значений электрических сопротивлений в коре. Глубины очагов локальных землетрясений приурочены к границе верхней и средней коры (не более 15-20 км) с максимальной концентрацией в зонах градиента электрических сопротивлений.

- 3. Глубинный геоэлектрический разрез по участку Азас–Чойган характеризуется наличием хорошо проводящего корового слоя на глубинах 10-20 км, играющего контролирующую роль в распределении очагов землетрясений по латерали и глубине.
- 4. Полученные результаты могут свидетельствовать о том, что Байкальская рифтовая зона на своём юго-западном фланге разветвляется и имеет своё продолжение не только в меридиональном направлении в сторону Монголии, но и на территории восточной Тувы в широтном направлении. Об этом же говорят результаты интерпретации геологогеофизических данных, выполненных ранее учёными СНИИГГиМСа («зона рифтогенеза» по Суркову В. С., 1998 г.).

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Костюченко С. Л., Маухин А. В., Ракитов В. А. и др. Новые данные по строению земной коры и связь с сейсмичностью в Алтае-Саянском регионе по результатам профильных исследований МОВЗ // Активные разломы и их значение для оценки сейсмической опасности : Материалы конференции. Воронеж : Научная книга, 2014. С. 173-177.
- Еманов А. Ф., Еманов А. А., Лескова Е. В. и др. Тувинские землетрясения 27.12.2011 г. с M = 6,6 и 26.02.2012 г. с M = 6,7 // Землетрясения России в 2011 г. – Обнинск : ГС РАН, 2013. – С. 88-93.
- 3. *Голенецкий С. И.* Сейсмичность района Тункинских впадин на юго-западном фланге Байкальского рифта в свете инструментальных наблюдений второй половины XX века // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 2. С. 260-270.
- 4. Семенов Р. М. Землетрясение 27.08.2008 г. на юге Байкала и его предвестники // Геодинамика и тектонофизика. – 2010. – Т. 1. – № 4. – С. 441-447.
- Алексанова Е. Д., Алексеев Д. А., Коробейников А. Е., Нурмухамедов А. Г., Яковлев А. Г. Проявление в данных магнитотеллурических зондирований последствий Олюторского землетрясения 2006 г. (Камчатский край) // Современное состояние наук о Земле : Материалы конференции памяти В. Е. Хаина. – М. : Изд-во МГУ, 2011. – С. 28-32.
- 6. *Атлас*. Опорные геолого-геофизические профили России // Глубинные сейсмические разрезы по профилям ГСЗ, отработанным в период с 1972 по 1995 год. Электронное издание. Роснедра : ВСЕГЕИ, 2013. URL: http://www.vsegei.ru/ru/info/seismic.
- 7. *Vinnik L. P.* Detection of waves converted from P to SV in the mantle // Phys. Earth and Planet. Inter. 1977. Vol. 15. № 1. P. 39-45.

УДК 550.3

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЯВЛЕНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЕ В XXI ВЕКЕ

Е. А. Рогожин, А. Н. Овсюченко, А. В. Горбатиков, А. И. Лутиков, Н. В. Андреева, Р. Н. Лукашова

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

Согласно Картам общего сейсмического районирования Российской Федерации российская часть Восточно-Европейской платформы относится к области умеренной и слабой
сейсмической опасности. Сейсмическая сотрясаемость на ее территории обычно не превышает пять-шесть баллов по макросейсмической Шкале MSK-64, однако есть ряд зон, в которых эта характеристика доходит до семи баллов. Заметные землетрясения здесь происходят достаточно редко, а разрушительные вообще составляют исключение. В 2004 г. в районе г. Калининград, произошли землетрясения, два из которых имели интенсивность сотрясений 6 и 6-7 баллов по шкале MSK-64 и магнитуду $M_w = 4,6$ и 4,8 соответственно. Они возникли в пятибалльной зоне Карт ОСР-97.

Немногочисленные нарушения земной поверхности, возникшие при землетрясении, имели сейсмогравитационную природу и были связаны с неблагоприятными грунтовыми условиями. Приповерхностные деформации осадочного чехла были сопоставлены с глубинным строением региона. Согласно полученным материалам, очаг землетрясений 2004 г. расположен на северо-западе Самбийского п-ова и представляет собой сейсмогенерирующий объём на глубине 7-11 км. В осадочном чехле он соответствует зоне активного разлома, согласно собранным палеосейсмическим данным неоднократно проявлявшего сейсмическую активность в голоцене [1-2].

Район Калининградских землетрясений 21 сентября 2004 года был ранее изучен на предмет оценки сейсмического потенциала в рамках более общей работы с применением внерегионального сейсмотектонического метода для западной части России, а также стран Балтии. Неожиданно был установлен его высокий сейсмический потенциал ($M_{\text{макс}} \approx 6,0$). После землетрясений 2004 г. в их эпицентральной зоне в 2007-2008 гг. были проведены сейсмотектонические исследования, которые позволили выявить основные сейсмогенные структуры Самбийского полуострова.

В результате проведенного сейсмотектонического изучения Самбийского полуострова установлено:

- по дистанционным данным (космические фотоснимки и карты цифрового рельефа) а также имеющимся геолого-геофизическим материалам можно выделить линеаменты, выступающие в качестве активных разломов или флексурно-разрывных зон (рис. 1);
- эти активные разломы, выраженные в рельефе в виде пологих линейных валообразных поднятий или уступов, идентифицированы и заверены на местности в ходе проведенных полевых работ;
- в зонах изученных разломов систематически встречаются палеосейсмодислокации: разрывные смещения, нептунические дайки, приразломные складчатые нарушения осадочного материала, оползни (рис. 2, 3);
- обнаруженные палеосейсмодислокации могут свидетельствовать о реальных сейсмических воздействиях интенсивностью 7-8 баллов, имевших место в окрестностях г. Кали-нинград в недавнем геологическом прошлом: 10390 ± 120; 2970 ± 80; 1390 ± 100 и 1160 ± 90 лет назад по палеосейсмическим данным)
- выявленные активные разрывная и флексурно-разрывная структуры (Янтарненская и Бакалинская соответственно) могли контролировать очаги Калининградских землетрясений 2004 г. (рис. 4).

Другим интересным объектом сейсмотектонического изучения на платформе являются собранные данные об ощущаемости сейсмических воздействий от удаленного глубокофокусного очага сильнейшего землетрясения, произошедшего 24 мая 2013 года под акваторией Охотского моря (M = 8,2, H = 600 км), на территории Москвы. Эффект сотрясений достигал трех баллов. Пункты, где землетрясение явно ощущалось, на карте города не были приурочены к определенным типам четвертичных отложений, к зонам разной их мощности, к разным грунтовым условиям, площадям подтопления грунтовыми водами. Зато выяснилось, что зоны разломов, имеющиеся под территорией города, контролируют большее количество пунктов ощущаемости (рис. 5).



Рис. 1. Тектоническая схема Самбийского п-ова и прилегающих территорий. Составлена по литературным данным [6, 10]. Отложения: К – меловой, Pg – палеогеновой, N – неогеновой систем. Условные обозначения: 1 – разломы, установленные на поверхности; 2 – разломы, установленные в фундаменте и каледонском комплексе чехла по данным сейсморазведки и бурения; 3 – флексурно-разрывные зоны в альпийском ярусе (бергитрихи направлены в сторону опущенного крыла); 4 – оси локальных брахиантиклинальных складок, установленных в каледонском и герцинском структурных ярусах; 5 – изогипсы кровли ордовика, км (кровля каледонского яруса). Названия разломных и флексурно-разрывных зон (номера в кружках): 1 – Прегольская разломная зона; 2 – Янтарненская разломная зона; 3 – Бакалинская флексурно-разрывная зона; 4 – Пионерский разлом; 5 – Светлогорско-Полесская разломная зона; 6-Зеленоградский разлом; 7 – Мельниковская флексурно-разрывная зона; 8 – Гурьевский разлом; 9 – Нивенский разлом; 10 – Знаменская разломная зона



Рис. 2. Нептуническая дайка в позднеплейстоценовых водно-ледниковых песках. Район пос. Логвино, Бакалинская флексурно-разрывная зона



Рис. 3. Взбросовые разрывы в позднеплейстоценовых водно-ледниковых песках. Район пос. Логвино



Рис. 4. Положение эпицентра землетрясения 21 сентября 2004 г. в 13^h32^m по данным различных центров, макросейсмических эпицентров [3] и элементов разломной тектоник. Коды агентств и названия соответствующих организаций и стран: NAO – Norwegian seismic Array (NORSAR), Норвегия; MED – MedNet Regional Centroid – Moment Tensors INGV, Италия; NEIC – National Earthquake Information Center, World Data Center A, USGS, США; MOS – Геофизическая служба РАН, Россия; ЕНВ – данные Kamanora: the Catalogue of Engdahl, van der Hilst and Buland, http://www.isc.ac.uk/EHB/index.html; BGR – Bundesanstalt fur Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover, Германия; HEL – Institute of Seismology, University of Helsinki, Финляндия; IDC – International Data Centre of the CTBTO Preparatory Commission СТВТ, Австрия; BER – Seismological Observatory, University of Bergen, Норвегия; WAR – Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences, Польша; LDG – Laboratoire de detection et de geophysique, Франция; ISC – International Seismological Centre; ZUR – Zurich Moment Tensors, Swiss Seismological Service ETH, Швейцария; CSEM – European-Mediterranean Seismological Centre, Франция; NIC – Geological Survey Department, GSD, Kunp; STR – Institut de Physique du Globe, Universite Louis Pasteur, Strasbourg, *Opanuus*; HRVD – Department of Geological Sciences, Harvard University, Cambridge (Now GCMT), США; Никонов, Gruntal et al. – макросейсмические эпицентры. Названия разломных и флексурно-разрывных зон (номера в кружках): 1 – Прегольская разломная зона; 2 – Янтарненская разломная зона; 3 – Бакалинская флексурно-разрывная зона; 4 – Пионерский разлом



Рис. 5. Схема глубинных разломов, выраженных в структуре чехла и на поверхности земли в г. Москва [3]. Стрелками показано направление современных горизонтальных смещений поверхности по результатам измерений GPS (ЦНИИГАИК, 1996-1999 гг.). Разными знаками обозначено также положение крупнейших зон разломов по геолого-геофизическим данным (зоны, заполненные точками) и линеаментов по дистанционным и геоморфологическим данным (разные пунктирные и итрих-пунктирные линии). Красные кружки – пункты, где ощущались сотрясения от Охотоморского землетрясения 2013 г.

Таким образом, можно обоснованно говорить о макросейсмическом усилении колебаний от землетрясения в зонах крупных разломов в городе. Примерно такой же эффект имел место при ранее ощущавшихся в Москве удаленных событиях 1802, 1940, 1977 и 1986 гг. из зоны Вранча в Карпатах.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Рогожин Е. А., Овсюченко А. Н., Лутиков А. И.* Оценка сейсмической опасности Калининграда в детальном масштабе // Проектирование и инженерные изыскания. – 2013. – № 2. – С. 68-72.
- 2. Рогожин Е. А., Овсюченко А. Н., Горбатиков А. В., Лутиков А. И., Новиков С. С., Мараханов А. В., Степанова М. Ю., Андреева Н. В., Ларьков А. С. Оценка сейсмической опасности г. Калининград в детальном масштабе//Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений. 2014. № 4. С. 19-27.
- 3. *Рогожин Е. А., Завьялов А. Д., Зайцева Н. В.* Макросейсмические проявления Охотоморского землетрясения на территории Москвы // Вопросы инженерной сейсмологии. – 2013. – Т. 40. – № 3. – С. 64-77.

УДК 550.3

ГРАВИТАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА ПО ПРОФИЛЮ САМУР-БАКУ

Г. Р. Садыгова, А. Г. Кадиров

Институт Геологии и Геофизики Национальной академии наук Азербайджана, г. Баку, Азербайджанская Республика

Изучение глубинной структуры в тектонически активном регионе Юго-Восточного Кавказа, который охватывает грязевые вулканы и нефтегазовые регионы, имеет важное значение. Эта задача решается на протяжении ряда лет с применением различных модификаций

сейсморазведки (МОВ, МОГТ и ВСЗ) и детальной гравиразведки [2-6]. В свете новых геофизических данных рассматривается 2D гравитационная модель по геодинамическому профилю Самур-Баку. Профиль Самур-Баку, длиной 200 км, пересекает мегантиклинорий Большого Кавказа в субмеридиональном направление [1, 12]. Исследуемый профиль (рис. 1) начинается в Присамурской зоне и заканчивается в Западном Апшероне.



Рис. 1. Структурная схема Азербайджанской части Большого Кавказа [7]. *I* – Предкавказский мегасинклинорий; *II* – мегантиклинорий Большого Кавказа; *A* – Абшерон-Гобыстанский синклинорий; *AA* – иследуемый прафиль. *I* – антиклинорий; *2* – синклинорий; *3* – крылья антикдинориев и синклинориев; *4* – погребенные поднятия; *5* – нижний палеозой; *6* – девон-триас; *7* – нижняя и средняя юра; *8* – верхняя юра и нижний мел; *9* – верхний мел; *10* – палеоцен-эоцен; *11* – олигоцен-миоцен; *12* – плиоцен; *13* – четвертичные отложения; *14* – верхне-плиоценово-четвертичный лавовый покров; *15* – предполагаемый Баскальский тектонический покров

Гравитационное поле Юго-восточного Кавказа характеризуется отрицательными аномалиями (рис. 2). Аномальное поле северной части представлено зоной уменьшенных горизонтальных градиентов. В северо-восточной части Юго-восточного Кавказа имеется гравитационный минимум с амплитудой до –70-80 мГал. Центральная часть представлена слабым по интенсивности гравитационным минимумом с амплитудой до –65-70 мГал. Южная часть характеризуется гравитационным минимумом (–115 мГал).

Исходным материалом для гравитационного моделирования, как правило, служит геолого-геофизический разрез профиля, построенного на основе данных глубинного сейсмического зондирования. Для упрощения рисунка на этом разрезе многие яруса, свита, подотделы и системы были объединены. Там, где отдельные яруса имели большую мощность и были хорошо изучены в геологическом разрезе, представлены самостоятельно, как например, продуктивная толща. Величины плотности слоев земной коры и верхней мантии были выбраны согласно литературным данным. В исходном разрезе выделены следующие сейсмические границы: 1) четвертичные отложения, 2) неоген, 3) палеоген, 4) мел, 5) юра, 6) гранит, 7) базальт, 8) граница Мохоровичича (по гравиметрическим данным) [1, 10-11].

Исходный разрез проходит через восточную часть всех структурных элементов, входящих в эту область: Кусаро-Дивичинский синклинории, Мегантиклинория Большого Кавказа, Джеейранкечмесский синклинорий (рис. 3).



Рис. 2. Карта гравитационных аномалий в редукции Буге





Для гравитационного моделирования глубинного строения земной коры и верхней мантии вдоль исследуемого профиля применен метод подбора [8-9]. Моделирование структур земной коры и верхней мантии по методу подбора осуществлялось в следующей последовательности: 1) составление плотностной модели на основе априорной информации о физико-геологическом строении района исследований; 2) решение прямой задачи для составленной модели; 3) исключение регионального фона; 4) выбор ограничения на геометрические и физические параметры плотностной модели и закрепление достоверных данных; 5) уточнение параметров модели методом подбора; 6) при необходимости производится поиск новых гравиактивных источников.

В качестве критериев близости наблюдаемой $g(x_i)$ и подобранной $\Phi(x_i)$ кривых использована величина

$$F = \sum_{i=1}^{n} [g(x_i) - \Phi(x_i)]^2 = min,$$

где *x_i* – координаты точки наблюдения, *n* – число точек, используемых при аппроксимации.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Гаджиев Р. М. Глубинное геологическое строение Азербайджана. Баку : Азерб. гос. изд-во, 1965. С. 200.
- 2. *Цимельзон И. О.* Глубинное строение земной коры и тектоника Азербайджана по данным геофизических исследований //. Советская геология. – 1965. – № 4. – С. 103-111.
- Кириллова И. В., Люстих Е. Н., Растворова В. А., Сорский А. А. и Хаин В. Е. Анализ геотектонического развития и сейсмичности Кавказа. – Москва : Изд. АН СССР, 1960. – 340 с.
- 4. *Балавадзе Б. К.* К построению модели земной коры Кавказа и сопредельных акваторий, Известия АН СССР // Физика Земли. 1975. № 2. С. 75-83.
- 5. Амирасланов Т. С., Тагиев Т. Ш., Гиясов Н. Ш. Геологическое редуцирование гравитационных аномалий в трехмерном варианте // Изв. АН Азербайджана. Серия наук о Земле. – 1993/1994. – № 1-6. – С. 104-109.
- 6. Ахмедов Г. А., Раджабов М. М. и Гаджиев Р. М. Глубинноестроение // Геология СССР. Москва : Недра, 1972. Т. XLV11. С. 430-441.
- 7. Байрамов А. С., Горин В. А. Геология Азербайджана: тектоника, грязевой вулканизм, история геологического развития. Институт геологии им. И. М. Губкина. Баку : Изд. АН АзССР, 1953. 258 с.
- 8. *Булах Е. Г., Маркова М. Н., Тимошенко В. И., Бойко П. Д.* Математическое обеспечение автоматизированной системы интерпретации гравитационных аномалий. Киев : Наукова Думка, 1984. С. 112.
- 9. *Булах Е. Г., Маркова М. Н.* Решение обратных задач гравиметрии методом подбора. Геофизический журнал. – 1992. – № 4. – С. 9-19.
- Kadirov F. A., Gadirov A. H. A gravity model of the deep structure of South Caspian Basin along submeridional profile Alborz-Absheron Sill // Journal of Global and planetary change. – 2013.
- 11. *Кадиров Ф. А.* Гравитационное поле и модели глубинного строения Азербайджана. Баку : Nafta-Press, 2000. 112 с.
- 12. Гаджиев Р. М., Макаров Е. М., Кадиров Ф. А., Набиев А. Т. Результаты гравиметрических наблюдений на профиле Самур-Баку// Повторные гравиметрические наблюдения. – М., 1984. – С. 60-60.

УДК 550.34

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПРИРОДЫ СИГНАЛОВ ОТ БЛИЗКО РАСПОЛОЖЕННЫХ ИСТОЧНИКОВ

И. А. Санина, М. А. Нестеркина, Н. Л. Константиновская

Институт динамики геосфер РАН, г. Москва, Россия

Малоапертурная сейсмическая антенна МСА «Михнево» организована в 2004 г. для проведения мониторинга Восточно-Европейской платформы, ежегодно регистрирует около 5000 событий в виде сейсмических и акустических сигналов, связанных как с естественной,

так и с техногенной активностью. Распознаванию событий техногенного, природно-техногенного и природного генезиса в последние годы посвящено много публикаций [1]. Локация и определение природы сигналов от близко расположенных источников малой магнитуды представляют наибольшую трудность [2], поэтому разработка методов идентификации подобных событий является одной из актуальных задач при выделении межблоковых границ в земной коре, при разработке месторождений полезных ископаемых, в том числе углеводородов, мониторинге площадок размещения особо ответственных объектов, а также для территорий с преобладанием карстовых процессов, получающих преимущественное развитие в пределах центральной части Восточно-Европейской платформы.

За период с 2010 г. по настоящее время было зарегистрировано большое количество сигналов от близкорасположенных источников [3]. Большинство таких сигналов регистрируется, как правило, в рабочее время; однако, небольшая часть встречается и в ночные часы. Распределение событий по часам представлено на гистограмме на рис. 1.

Среди рассмотренных сигналов 80 % имеют импульсную форму и кажущуюся скорость 350 м/с. При поляризационном анализе разделить для этих событий волны не удается, и весь сигнал представляет собой



Рис. 1. Распределение зарегистрированных событий по времени суток

поверхностную волну. При наличии аналогичных записей на акустических датчиках, они идентифицируются как акустические (рис. 2), и не используются для дальнейшего анализа.

Из оставшихся после отбраковки сигналов, идентифицированных как акустические, исключаются техногенные сигналы от проезжающего автотранспорта и работающих механизмов [3]. В течение нескольких месяцев 2015 года велся журнал, где фиксировался весь проезжающий транспорт на территории МСГ «Михнево», что позволило впоследствии сопоставить по времени появление машин возле датчиков группы и зарегистрированные сигналы. На рис. 3 приведен пример волновой формы сигнала, вызванного пролетающим самолетом, преодолевающим звуковой барьер. Для построения сонограммы был выбран вертикальный канал (C22), на котором сигнал имеет максимальную амплитуду.

	┌ 20.05.2016	19.51:25.6 d	t=10 sec, h	=0.005 sec/sample	e 19.52:05.6	7
MNA:3SZ	alan an a			Miraira haranta por anti-ana anti-ana dia fa	-27322.472:1918	1.194
MNA BBZ	harmaninalara	approximately and a state of the state of th	wanter and the second states of the second states o	dir-hownend fillen overhead fillen and	-35,848:43.472 www.dom/lylwowy9/WwyWylWylWylWylWylWy	inderstanding application and the second
MNA:C11			n office of the constitution of the state of	irale methoderellijke methodene en	-32284.271:3342	2.34
MNA:C12	Nana para ang tang ang ang ang ang ang ang ang ang ang	-secondensity and an and a second	annallika Mantarandipsa hitar	Meron Monthe Anna Standon Anna Allan	-14079.414:1108	B.645 Normality of the second s
MNA:C13		เราะายระวาราวาราราราชาวาราชาวาราชาวาราชาวาราชาวาราชาวาราชาวาราชาวาราชาวาราชาวาราชาวาราชาวาราชาวาชาว	e-land endporte-calleding	househousehousehousehouse	-12877.875:1047 http://www.station.et/	5.21
MNA:C21	การถารสารหาไหว่านไหวไปหารานใหารหารไหวการโอนานไปอ	stominesnessessessessisteriteriteriteriteriteriteriteriteriteri	u-alter for a second poly		-22496.493:2175	9.105
MNA : C22	1. j. f. v.a		n	haffitestern Afor state material market and a	-36414.526:3869	3.035
MNA:C31	n net where the net set of the net of		n hillionen statet jako-		-6330.804:6250.	913
MNA : C32			we w		-31680.553:3526	0.482
MNA:C33			Marin Man Mallana	Were all fearing features and a second second second	-39713.352:4062	3.269
MNA:G24	19 desember - A. M. Antherman, Star felt, Badechardis, J	and the second s	and the solution	martilitation of the month second second	-9426.273:12702	.716
		and the second sec	and the thread a state of the other	An of the state of the second s	al and an a state of the state	

Рис. 2. Характерная форма записи акустических сигналов

21.11.2015 3.42:	47.2 dt=1 sec, h=0.005 sec/sample	3.43:14.2
HEALINE		
MA: 3NH	Man Man Man Man Marken Ma	-126462 :123154
(NA : 3NE		-146808 :80123
0/A : 38E	man Man Man	-256590 : 207539
SHA: 3 N I	Mar Mar Mar	-160562:215721
SNA : BBE	MMWM	-287:4281
DIA : BBZ	WWW	1689:10736
NA :011	www.Www.www	-520453 :477978
BIA:C12		-2115033:1708707
NA:C13		-204612 :329774
NA:C22	- AMINIMAN	-1182789:1489102
BIA : C31	AND	-10490 :12504
DRA : C3 2	attract Man and	-689157:707408



Рис. 3. Характерная форма записи и сонограмма сигнала, вызванного преодолением звукового барьера

На сонограмме на рис. 3 отчетливо выделяется вступление сигнала на частотах 5-15 Гц, причем отмечается характерное плавное повышение частоты с 5 до 10 Гц со временем.

Особый интерес представляют записи сейсмических событий, произошедших в ближней зоне, на эпицентральных расстояниях до 2 км от центра МСГ. От вышеприведенных сигналов их отличает высокая кажущаяся скорость (более 900 м/с), что позволяет визуально выделить их в отдельную группу. На рис. 4 представлена запись события в «ближней» зоне и сонограмма, на которой хорошо выделяется сигнал частотой 5-10 Гц, причем, характерного плавного повышения частоты до 15 Гц, присущего акустическому сигналу, не отмечается. Хорошо видно, что со временем частотный состав сигнала сохраняется.

В результате проведенного анализа, было выделено порядка 180 событий произошедших в ближней зоне на эпицентральных расстояниях до 2 км от МСГ «Михнево».

Определение координат «близких» событий проводилось при помощи алгоритма, разработанного на основе метода сеточного поиска [5]. Данный метод предназначен для определения координат событий, произошедших внутри группы, и рассматривались только те, источники которых располагаются в пределах МСГ «Михнево». Установлено, что эпицентры большинства из них приурочены к бортам оврагов (рис. 5). Это позволило сделать предположение о влиянии изменения уровня грунтовых вод на происхождение этих событий.

Для проверки данного предположения было построено распределение этих событий по месяцам (рис. 6). Полученное распределение «близких» событий по временам года совпадает с годовыми вариациями уровня грунтовых вод водоносного нижнее-среднечетвертичного водно-ледникового комплекса в районе расположения МСГ «Михнево» [4], связанных с естественным гидрогеологическим режимом гидрографической сети. Четко прослеживается сезонный ход вариаций уровня грунтовых вод (рис. 7): предвесенний спад, весенний подъем, глубокий летний спад и осенний подъем уровней. Похожая картина прослеживается и на гистограмме распределения событий (рис. 6): весенний подъем, летний спад и вновь – подъем к осени.



Рис. 4. Пример записи и сонограмма события в «ближней» зоне



Рис. 5. Схема расположения сейсмических датчиков и скважины на территории ГФО «Михнево»: 1 – сейсмические датчики, 2 – скважина, 3 – эпицентры зарегистрированных событий на территории МСГ «Михнево», 4 – водотоки, 5 – строения





Рис. 6. Гистограмма распределения событий в ближней зоне за 2015 г. по месяцам

Рис. 7. Годовые вариации уровня грунтовых вод

Десятилетние наблюдения показывают, что на территории МСГ «Михнево» регистрируется достаточно большое количество «слабых» сигналов от близкорасположенных источников, связанных с гидрогеологическим режимом данной территории. Природа данных событий требует дальнейшего изучения.

ЛИТЕРАТУРА

- Маловичко А. А., Габсатарова И. П., Пойгина С. Г., Чепкунас Л. С. Современная сейсмичность Восточно-Европейской платформы // Сейсмологические наблюдения на территории Москвы и Московской области : Материалы научной конференции. Обнинск : ГС РАН, 2012. С. 62-69.
- 2. Санина И. А., Волосов С. Г., Черных О. А., Ризниченко О. Ю. Малоапертурная сейсмическая антенна «Михнево» : новые возможности изучения сейсмичности Восточно-Европейской платформы // Доклады Академии наук. – 2009. – Т. 428. – № 4. – С. 536-541.
- 3. Санина И. А., Нестеркина М. А., Константиновская Н. Л., Горбунова Э. М. «Идентификация нетектонических сигналов от близкорасположенных источников на МСА «Михнево», 2013 г. // Геофизические исследования. 2013. Т. 14. № 4. С. 34-45.
- Горбунова Э. М. Основные закономерности изменения режима подземных вод Приокского участка Нелидово-Рязанской шовной зоны // Динамические процессы во взаимодействующих геосферах : Материалы научных трудов ИДГ РАН, ГЕОС. – 2016. – С. 219-227.
- Nelson G. D., Vidale J. E. Earthquake locations by 3-d finite-difference travel times // Bull. Seis. Soc. of Am., April, 1990 y. – 1990. – Vol. 80. – № 2. – P. 395-410.

УДК 551.24

ВЫЯВЛЕНИЕ СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ СВЯЗЕЙ МЕЖДУ КРИСТАЛЛИЧЕСКИМ ФУНДАМЕНТОМ ЗЕМНОЙ КОРЫ И СОВРЕМЕННЫМ РЕЛЬЕФОМ ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ

Р. С. Саргсян

Институт Геофизики и инженерной сейсмологии им. А. Назарова Национальной академии наук Республики Армения, г. Гюмри, Республика Армения

Одним из самых актуальных вопросов геотектонических исследований является изучение взаимосвязей между глубинными и поверхностными структурами земной коры. Решение такого рода задач имеет не только теоретическое, но и большое прикладное значение. Для территории Армении, выделяющейся сложным геологическим строением и активными геодинамическими процессами, исследования данного направления являются особо актуальными, которые способствуют выявлению роли глубинных структур коры в формировании поверхностных морфоструктур современного рельефа.

Территория Армении, в региональном плане, находится в центральной части коллизионной зоны Евразийско-Аравийских тектонических плит, вследствие чего здесь наблюдаются интенсивные вертикальные и горизонтальные тектонические движения. Следует отметить также об активных тектоно-магматических процессах протекавших здесь в течение новейшего периода. Именно в результате интенсивных вертикальных тектонических подвижек, имеющих преимущественно разрывно-блоковый характер, и был сформирован современный сложный рельеф территории, характеризующийся складчато-глыбовыми горными цепями, новейшими вулканическими массивами, межгорными впадинами и глубокими каньонами рек.

Выявление структурно-тектонических связей между кристаллическим фундаментом и современным рельефом исследуемой территории, которое является основной целью работы, весьма важно, что даст возможность оценить рельефообразующую роль фундамента.

С этой целью был проведен сравнительный анализ блоковых строений кристаллического фундамента земной коры и современного рельефа территории Армении. Первое было выделено по гравитационной модели фундамента (рис. 1) [1-3], построенной по истинным плотностям горных пород промежуточного слоя, а второе – рис. 2 [4], было составлено с помощью применения метода А. В. Орловой [5]. Следовательно, данная работа является хорошим примером, где видно тесное взаимодействие геофизических и геоморфологических методов.



Рис. 1. Гравитационная модель блокового строения кристаллического фундамента земной коры территории РА [1, 3]. 1 – гранитоиды средней юры и мела; 2 – гранитоиды позднего эоцена и олигоцена; 3 – гранодиориты, щелочные сиениты, сиенитовые порфиры и граносиениты олигоцена; 4 – ультраосновные породы позднего мела и палеогена; 5 – выступы палеозойского фундамента; 6 – вулканы; 7 – межблоковые разломы; 8 – внутриблоковые разрывы



Рис. 2. Схема блокового строения современного рельефа территории РА [4]. Блоковые поднятия: 1 – до 1000 м, 2 – 1000-1500 м, 3 – 1500-2000 м, 4 – 2000-2500 м, 5 – 2500-3000 м, 6 – 3000 м и выше, 7 – межблоковые разрывы, 8 – внутриблоковые разрывы, 9 – номера блоков: 1 – Ширакский; 2 – Амасийский; 3 – Ашоцский; 4 – Джавахетский; 5 – Базумский; 6 – Таширский; 7 – Лалварский (Алавердский); 8 – Гугаркский; 9 – Халабский; 10 – Памбакский; 11 – Миапорский; 12 – Арегунийский; 13 – Севанского хребта; 14 – Нижнеахурянский; 15 – Арагацский; 16 – Горы Араилер; 17 – Цахкуняцский; 18 – Озера Севан; 19 – Восточно-Севанского хребта; 20 – Среднеараксинский; 21 – Гегамский; 22 – Варденисский; 23 – Ехегнадзорский; 24 – Вайкский; 25 – Зангезурский; 26 – Сюникского вулканического нагорья; 27 – Капанский

В основе выделения блокового строения кристаллического фундамента коры лежат преимущественно морфологические особенности его поверхности, по которым можно выделить блоки 1-го и 2-го порядков. В основе выделения блоков 1-го порядка лежит расположение поверхности фундамента относительно уровня моря, т. е. блоками 1-го порядка являются приподнятые или опущенные участки фундамента. Блоки 1-го порядка отделяются друг от друга межблоковыми разломами, которые в основном проходят по градиентным зонам положительных и отрицательных аномалий локального гравитационного поля. Блоки 2-го порядка, как тектонические структуры более низкого ранга, являются составными единицами блоков 1-го порядка, и представляют собой относительно приподнятые или опущенные участки фундамента в рамках последних. Все блоки 2-го порядка разграничиваются внутриблоковыми разрывами. Одновременно, все блоки 2-го порядка, в зависимости от положения поверхности фундамента, входят в состав 4 основных групп. В блоках первой группы поверхность фундамента находится на глубине около 4,5-8,0 км ниже уровня моря. Такими блоками являются блоки Большого и Малого Севана, где фундамент лежит на глубине около -8 км ниже уровня моря, Арагацская (до -7 км) и Ширакская (до -5 км) блоки. В состав второй группы входят блоки, в пределах которых поверхность фундамента находится на глубине от 0 до -4 км относительно уровня моря. Основными блоками здесь выступают Степанаван-Таширская (до -4 км), Дилижан-Чамбаракская (до -3 км), Гарнийская (до -2 км), Южно-Гегамская (до -3 км), Вайкская (до -3,5 км) и Джермукская (до -3 км) блоки. В состав третьей группы входят блоки, где поверхность фундамента расположена выше уровня моря, а в некоторых наблюдаются даже выступы фундамента на дневную поверхность.

Примером последнего является Апаран-Арзаканский блок-массив, в пределах которого породы кристаллического фундамента обнажаются на абсолютных отметках от 1,8 до 2 км. В третью группу, помимо этого, входят также Ахурянский (до 2 км), Разданский (до 2 км), Тазагюхский (до 0,5 км), Вединский (до 1 км) блоки и т. д. Блоки четвертой группы представляют собой участки, где поверхность кристаллического фундамента прорвана интрузивными породами разного состава. Такими блоками являются: Базумский (до 2 км), Амасийский (до 2 км), Севанский (до 2 км), Мегринский (до 2-2,5 км) и Алавердский (до 1,5 км) блоки.

Сложным блоковым строением выделяется также современный рельеф исследуемой территории (рис. 2). В схеме блокового строения современного рельефа территории Армении, как и для кристаллического фундамента, выделяются блоки 1-го и 2-го порядков. Первые соответствуют отдельным орографическим единицам – хребтам, горным массивам, и межгорным впадинам. Примерами блоков 1-го порядка являются: Памбакский, Базумский, Зангезурский, Сюникский, Севанский, Арагацский, Ширакский, Среднеараксинский блоки, которые отделяются межблоковыми разрывами. Последние в современном рельефе имеют четкое отражение и выступают в виде крупных речных долин, коленообразными руслами рек и другими линеаментными структурами рельефа. Блоки 2-го порядка являются составными элементами первых и выражаются в рельефе по-разному, в основном горными ветвями, куполообразными массивами и впадинами более низкого порядка. Следует отметить, что в зависимости от суммарных вертикальных неотектонических вздыманий блоки 2-го порядка подразделяются на 6 основные группы, которые в современном рельефе выступают в виде глубоких V-образных речных долин более низкого ранга.

Сравнивая между собой блоковые строения кристаллического фундамента и современного рельефа, не трудно заметить существующие между ними структурно-тектонические связи. В первую очередь, это выражается общекавказской направленностью блоковых зон, которая наблюдается на обеих схемах. Блоковые структуры 1-го порядка в основном протягиваются с юго-востока на северо-запад, что обусловлено регионально-тектоническими особенностями территории, о чем говорилось в начале. Кроме этого, основная часть блоков фундамента отчетливо выражена в блоковом строении современного рельефа. Такими являются: Арагацский, Базумский, Памбакский, Халабский, Зангезурский, Миапорский, Арегунийский, Севанский, Восточно-Севанский, Цахкуняцский, Амасийский, Джавахетский, Сюникский, Нижнеахурянский, Ширакский и Среднеараксинский блоки.

Все это указывает на то, что между кристаллическим фундаментом и современным рельефом территории Армении наблюдаются прямые тектонические связи, установленные в результате интенсивных неотектонических разрывно-блоковых подвижек. Эти связи наиболее четко выражены в складчатых зонах исследуемой территории. На территории Армянского вулканического нагорья такие связи также наблюдаются, но они несколько искажены, что, скорее всего, обусловлено интенсивными тектоно-магматическими процессами: новейшим вулканизмом, интрузивным магматизмом, развитие которых привело к вторичным деформациям как фундамента, так и современного рельефа.

Суммируя, можно сделать вывод, что кристаллический фундамент земной коры территории Армении, подвергшийся интенсивным неотектоническим разрывно-блоковым деформациям, имеет сложное блоковое строение и именно такими деформациями фундамента обусловлены особенности тектонического строения современного рельефа. Следовательно, можно смело удтверждать, что кристаллический фундамент земной коры является одним из важнейших рельефообразующих факторов в рамках исследуемой территории.

ЛИТЕРАТУРА

- Авдалян А. Г., Оганесян А. О., Фиданян Ф. М., Саргсян Р. С. Уточнение гравитационной модели поверхности и блокового строения кристаллического фундамента земной коры территории Армении по истинным плотностям промежуточного слоя // Современные задачи геофизики, инженерной сейсмологии и сейсмостойкого строительства : Материалы I международной научной конференции молодых ученых. Ереван, 2013. С. 151-156.
- 2. Саргсян Р. С., Авдалян А. Г. Построение трехмерной гравитационной модели поверхности кристаллического фундамента земной коры территории Армении с помощью применения ГИС // Геоинформационные системы и дистанционное зондирование : Материалы III Международной конференции. Ереван, 2014. С. 32-36.
- Саргсян Р. С., Авдалян А. О., Оганесян А. О. Новый цифровой вариант уточненной гравитационной модели кристаллического фундамента земной коры территории Армении // Материалы XVI Уральской молодежной научной школы по геофизике. – Пермь, 2015. – С. 272-276.
- 4. *Саргсян Р. С.* О результатах исследований морфотектонических связей между кристаллическим фундаментом, осадочным слоем и современным рельефом территории Армении // Ученые записки ЕГУ. Геология и география. 2016. № 1. С. 11-17.
- 5. Орлова А. В. Блоковые структуры и рельеф. М. : Недра, 1975. 232 с.

УДК 550.343.4

СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ И СЕЙСМИЧЕСКАЯ ОПАСНОСТЬ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ОКОНЕЧНОСТИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

О. Н. Сафронов^{1,2}, Г. Н. Бушмакина^{1,2}

¹ Крымский федеральный университет им. В. И. Вернадского, г. Симферополь, Россия; ² Институт сейсмологии и геодинамики, г. Симферополь, Россия

В настоящее время встал вопрос о необходимости составления новой карты общего сейсмического районирования Российской Федерации (последние карты OCP-97; OCP-2012; OCP-2014) [1-3]. Карты OCP-2012; OCP-2014 пока не приняты в качестве нормативных для территории РФ. Методические подходы по составлению самой карты не претерпели особо новых изменений и состоят в следующем:

- Зоны ВОЗ (возникновение очагов землетрясения) представляются на основе линеаментнодоменного метода как: – сейсмолинеаменты – протяженные сейсмотектонические структуры, в которых возможно возникновение сильных землетрясений; домены – менее значимые площадные сейсмотектонические структуры в виде условно-однородных областей.
- 2. Очаги землетрясений представляются в виде протяженных зон, ориентированных по осям простирания сейсмотектонических структур.
- 3. Для выделенных сейсмолинеаментов и доменов по комплексу методов оценивается M_{max}.
- 4. На основе комплексной экспертной оценки геолого-сейсмологической информации для выделенных сейсмолинеаментов и доменов строятся прогнозные графики повторяемости с учетом их $M_{\rm max.}$
- 5. Составляется прогнозная модель сейсмичности, наиболее полно отражающая реальную сейсмичность исследуемого региона.
- 6. Составляются модельные каталоги для выделенных сейсмолинеаментов и доменов.

- 7. Составляются модели сейсмического эффекта, создаваемого зонами ВОЗ, моделирующие связь: магнитуда расстояние интенсивность.
- 8. Для определенной точки территории исследований рассчитывается *J* в баллах с повторяемостью раз в **T** лет и с заданной вероятностью *P* [1-3].

Многие исследователи высказывают замечания по поводу методики выделения сейсмолинеаментов и доменных зон, а также оценки их параметров, особенно для территорий древних платформ. Поэтому, особое значение приобретает выделение зон ВОЗ и оценка их параметров [4-5].

Методика выделения зон ВОЗ, потенциальных зон ВОЗ, оценка их параметров в платформенных условиях, в связи с малой сейсмостатистикой и сложностью выделения тектонически активных разрывных нарушений, отличается от методики их выделения в сейсмоактивных областях. В данной работе предлагается системный подход по выделению тектонически активных и сейсмотектонических разломов, которые могут отождествляться с потенциальными зонами ВОЗ для целей сейсмического районирования территорий древних платформ и оценки сейсмической опасности для особо важных объектов. Для того чтобы обоснованно выделять зоны ВОЗ (возникновения очагов землетрясений) в пределах древних платформ, необходимо выявить связи геолого-геофизических особенностей строения среды с проявлениями сейсмичности. Интерес к возникновению сильных землетрясений на территориях древних платформ возник в связи с интенсивным строительством на них экологически опасных объектов (АЭС, химических предприятий и т. д.).

Под платформами понимаются значительные по площади участки материков с трехслойной континентальной корой со средней мощностью порядка 35-45 км. Их принято разделять на древние и молодые. От смежных молодых платформ и океанов древние платформы отделены зонами разломов, а от складчатых областей – краевыми прогибами или надвигами. Древние платформы составляют ядра материков, занимают большую часть их площади, иногда несколько миллионов квадратных километров. Древние платформы принято разделять на две основные группы: северную и южную. В северную группу входят Северо-Американская, Восточно-Европейская, Сибирская платформы. В южную – Южно-Американская, Афро-Аравийская, Индостанская, Австралийская, Антарктическая, промежуточное положение занимают Южно-Китайская и Китайско-Корейская [6-9].

Одним из основных тектонических методов при геотектонических исследованиях является метод сравнительной тектоники. Он используется для сравнения параметров однотипных структур, например древних платформ, с целью выявления наиболее общих для них закономерностей или при сравнении родственных типов структур, с целью установления последовательности их эволюции. К данному методу исследований по смыслу примыкает метод аналогий, который позволяет выявлять особенности малоизученных структур одного типа по хорошо изученным структурам подобного типа [10].

Авторами данной работы был предложен методический подход, основанный на сравнительном анализе сейсмичности и геотектоники 7-ми основных древних платформ земного шара – метод сравнительных сейсмотектонических аналогий древних платформ. Поэтому, для сравнительного сейсмотектонического анализа распределения сейсмичности по древним платформам Земного шара составлялись каталоги исторических и инструментально зарегистрированных землетрясений из всех возможных, опубликованных источников [11].

Были отобраны 7 древних платформ со сходными геологическим строением и историей геологического развития – Северо-Американская, Южно-Американская, Восточно-Европейская, Сибирская, Афро-Аравийская, Индостанская, Австралийская. Антарктида не принималась в расчет из-за очень слабой геолого-геофизической и сейсмологической изученности [11]. Участки древних платформ, объединенные сходными: геологическим строением; историей развития; сейсмотектоническим режимом; с повышенной тектонической и сейсмической активностью по отношению к остальной территории можно объединить под единым понятием – сейсмотектонические провинции древних платформ [11]. Внутри сейсмотектонических провинций – щитов, рифтогенных зон и авлакогенов, краевых прогибов, краевых частей платформ т. д. наблюдаются свои закономерности в распределении сейсмичности, которые необходимо учитывать при выделении потенциально сейсмоактивных структур более низкого ранга. Имея представление о пространственном распределении сейсмичности по территориям древних платформ, выявив общие сейсмотектонические связи сейсмичности с определенными типами структур древних платформ, выявив приуроченность землетрясений к определенным границам, характеризующим строение этих структур, можно перейти к выделению потенциальных зон ВОЗ внутри этих структур.

Полученные результаты позволили сделать вывод, что при выделении сейсмогенных зон внутри сейсмотектонических провинций, землетрясения на древних платформах возникают не повсеместно и хаотически, а закономерно, также как и в сейсмоактивных областях [11], в зонах, обусловленных активизированными разломами. Это позволяет, используя традиционные сейсмогеологические подходы, на основе общих сейсмотектонических закономерностей распределения сейсмичности по основным типам структур древних платформ, выделять внутри них зоны ВОЗ и потенциальные зоны ВОЗ.

Подобное сейсмотектоническое районирование было выполнено и для юго-западной оконечности древней Восточно-Европейской платформы (ВЕП). Изучение проявления сейсмичности в последние 15 лет в пределах Восточно-Европейской платформы, в целом, и для других древних платформ показало, что часть землетрясений возникает на более мелком региональном уровне и не объясняется, в целом, предложенной выше концепцией [11]. Поэтому, для более детальной и уверенной оценки сейсмической опасности территорий и площадок особо важных объектов необходимо провести сравнительный сейсмотектонический анализ структур древних платформ и ВЕП на региональном уровне.

На основе карты сейсмотектоники платформенной части Украины, были выделены сейсмотектонические провинции: Предкарпатско-Днестровская, Припятско-Днепровско-Донецкая, Северо-Азовско-Причерноморская, а внутри них – сейсмогенерирующие зоны: Донулавско-Северо-Азовская; Прибортовые зоны Днепровско-Донецкой впадины; Южно-Припятская зона разломов; Подольская зона разломов, активизированные разрывные нарушения Предкарпатского прогиба и краевой части платформы. Для всех зон ВОЗ были определены сейсмогеологические параметры (рис. 1).

На региональном уровне выделение зон ВОЗ, потенциальных зон ВОЗ, сейсмотектонических зон выполнялось на основе традиционных сейсмогеологических методов и формализованных методов.

Зона ВОЗ – тектонически активное разрывное нарушение, уверенно выделенное по комплексу геолого-геофизических признаков, в пределах которого, выявлено проявление исторических и инструментально зарегистрированных землетрясений или палеосейсмодисло-каций.

Потенциальная зона ВОЗ – тектонически активное разрывное нарушение, уверенно выделенное по комплексу геолого-геофизических признаков, но в пределах которого, не выявлено землетрясений или палеосейсмодислокаций. В случае реализации в такой потенциально сейсмогенерирующей зоне очагов землетрясений, сейсмическое воздействие от них будет представлять опасность в пределах исследуемой территории.

Сейсмотектоническая зона – разрывное нарушение, выделенное по геоморфологонеотектоническим и тектоническим признакам с проявлением сейсмичности [5].

В качестве геолого-геофизических признаков для сейсмогеологического выделения сейсмогенерирующих зон были выбраны [5]: 1. Принадлежность к определённому виду сейсмотектонических провинций древних платформ, а внутри сейсмотектонической провинции – к определенному типу сейсмогенных зон. 2. Геофизические характеристики, отражающие аномалии поля силы тяжести; аномалии магнитного поля; карты глубинного строения; карты разрывных нарушений с проявлением в поверхности «Мохо», кристаллическом фундаменте и чехле, отображающие границы блоков земной коры; карта неотектоники исследуемой территории с обязательным отражением элементов активизации тектонических нарушений в неоген-четвертичное время.

В ходе исследований по оценке сейсмической опасности АЭС Украины был составлен ряд исходных карт: сейсмотектоники платформенной части Украины и прилегающих территорий; сейсмотектонического потенциала в значениях $M_{\rm max}$ запада ВЕП и др. [11]. На основе этих карт, с учётом сейсмогеологического выделения зон ВОЗ по 14-ти геолого-геофизическим признакам, составлена карта зон ВОЗ и сейсмической опасности платформенной части Украины м-ба 1:1 000 000 (рис. 1). Для всех зон ВОЗ определены сейсмогеологические параметры: $M_{\rm max}$; $H_{\rm min}$; размеры зон и т. д. [4-5, 12-16]. Оценка $M_{\rm max}$ для выделенных зон ВОЗ осуществлялась комплексно на основе: детерминистского подхода; метода сейсмотектонических аналогий; метода учёта протяжённости зон ВОЗ; методов формализованного расчёта сейсмотектонического потенциала. На рис. 1 приведена сейсмо-тектоническая карта юго-западной оконечности ВЕП с сейсмотектоническими провинциями, зонами ВОЗ, потенциальными и сейсмотектоническими зонами.



1-2 2-12 3-22 4-22 5-2 6-12 7-13 8-13 9-22 10-0 11-0 12-0 13-0 14-0 15-0 16-0 17-0 18-0 19-0 20-12 21-12 22-12 23-12 24-12 25-12 26-12 27-12 28-12

Рис. 1. Сейсмотектоническая карта зон ВОЗ, потенциальных зон ВОЗ, сейсмотектонических зон юго-западной оконечности ВЕП, совмещенная с картой ОСР-2004-С [5]. 1 – Границы сейсмотектонических провинций платформенной части территории Украины. Индексы сейсмотектонических провинций платформенной части территории Украины: 2 – Прикарпатско-Днестровская (M_{max} =5,5); 3 – Припятско-Днепровско-Донецкая (M_{max} = 4,5); 4 – Северо-Азовско-Причерноморская (M_{max} =4.0); 5 – Границы зон равной балльности, согласно карты ОСР-2004-С; Границы зон ВОЗ и потенциальных зон ВОЗ: 6 – Границы зон ВОЗ, выделенные по 4-м и более признакам; 7 – Границы зон ВОЗ, выделенные по 3-м признакам; 8 – Границы зон ВОЗ, выделенные по 2-м признакам; 9 – Сейсмотектоническая зона. Градация по магнитуде: $10 - M \le 2,9$; $11 - 3,0 \le M \le 3,9$; $12 - 4,0 \le M \le 4,9$; $13 - 5,0 \le M \le 5,9$; $14 - 6,0 \le M \le 6,9$; $15 - 7.0 \le M \le 7,9$. Градация по глубине: 16 - He определено; 17 – от 8 до 60 км; 18 – от 60 км и выше; 19 – Н до 8 км. Индексы сейсмогенных зон (зон ВОЗ) внутри сейсмотектонических провинций: 20-Рава-Русская (M_{max} =5,0); 21-Белз-Балучинского-Рогатинская (M_{max} = 5,5); 22 – Подольская (Днестровская) (М_{мах} = 5.0); 23 – Северо-Азовско-Сивашская и Азовская $(M_{\text{max}} = 4,0); 24 - Ceверо-Восточная прибортовая (<math>M_{\text{max}} = 4,5); 25 - Черниговско-Полтавская (Цен$ тральная) ($M_{\text{max}} = 3,5$); 26 – Припятско-Юго-Западная прибортовая ($M_{\text{max}} = 4,5$); 27 – Новошахтинская (M_{max} до 4,5); 28 – Донецко-Дебальцевская (М_{мах} до 4,0)

Выводы. Предлагаемая методика позволяет выделить на основе сравнительного сейсмотектонического анализа древних платформ на территории ВЕП сейсмотектонические провинции, а внутри них сейсмогенерирующие зоны и оценить их сейсмологические параметры. Затем, вне зон сейсмотектонических провинций, используя сейсмогеологические и формализованные методы, выделить: зоны ВОЗ, потенциальные зоны ВОЗ и сейсмотектонические зоны.

Все вышеперечисленное, при наличии необходимой сейсмологической, геологогеофизической информации (составленной в едином масштабе и в едином методическом русле), позволит построить карту сейсмотектоники древней платформы масштаба 1:2500 000, а при необходимости для конкретных участков – масштаба 1:1 000 000 – 1:500 000.

На основе карты сейсмотектоники можно построить карту общего сейсмического районирования используя: методологию, предложенную в работах [1-3] или используя традиционные методы построения карт ОСР на основе сейсмогеологического подхода.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Уломов В. И., Шумилина Л. С. Комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации ОСР-97. Масштаб 1:8 000 000 // Объяснительная записка со списками городов и населенных пунктов, расположенных в сейсмоопасных районах М. : Изд-во ОИФЗ РАН, 1999. 57 с.
- 2. Уломов В.И., Богданов М.И. Новый комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации (ОСР-2012) // Инженерные изыскания. – 2013. – № 8. – С. 30-39.
- 3. Уломов В. И., Перетокин С. А., Медведева Н. С., Акатова К. Н., Данилова Т. И. Сейсмологические аспекты общего сейсмического районирования территории Российской Федерации (ОСР-97; ОСР-2012; ОСР-2014) // Вопросы инженерной сейсмологии. – 2014. – № 4. – С. 5-24.
- Сафронов О. Н. Геолого-геофизические и сейсмотектонические аспекты оценки сейсми-ческой опасности перспективных мест размещения особо важных объектов в Украине // Сборник научных трудов Института геохимии, окружающей среды НАН Украины и МЧС Украины. – К. : 2009 (2011). – Вып. 17. – С. 109-114.
- 5. *Сафронов О. Н.* Геодинамически активные зоны и перспектива сейсмического районирования территории Украины // Геодинамика. – Львов, 2012. – № 1 (12). – С. 160-165.
- 6. *Хаин В. Е., Ломидзе М. Г.* Геотектоника с основами геодинамики. М. : Изд. МГУ, 1995. 480 с.
- 7. *Хаин. В. Е.* Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001. 606 с.
- 8. *Хаин В. Е.* Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка. М., 1971. 543 с.
- 9. *Хаин. В. Е.* Региональная геотектоника. Внеальпийская Азия и Австралия. М., 1979. 356 с.
- Сафронов О. Н. Сейсмотектоника и сейсмогенные зоны платформенной части УССР в свете геолого-геофизических данных // Геолого-геофизические исследования в сейсмоопасных зонах СССР : Материалы Всесоюзной школы-семинара, 5-14 сентября. – Фрунзе : Илим, 1989. – С. 33-34.
- 11. Сафронов О. Н. Сейсмотектонические условия и сейсмическая опасность платформенной части Украины. Для целей размещения объектов атомной энергетики : Диссертация. ИГФ НАН Украины. Фонды ВАК Украины. – Симферополь-Киев, 2005. – 135 с.
- 12. Рейснер Г. И., Иогансон Л. И., Сафронов О. Н., Семова В. И. Сейсмотектоническое районирование платформенных областей (на примере южной части Восточно-Евро-

пейской платформы) // Сейсмологический бюллетень сейсмической станции «Минск» (Плещеницы) и «Нарочь» за 1987 г. – Минск, 1991.

- 13. Беланов В. М., Кабанов В. А., Сальников В. Д., Сидоренков Е. П. Сейсмотектоническое районирование для оценки сейсмической опасности района Южно-Украинского энергокомплекса на основе формализованной переинтерпретации геолого-геофизических и сейсмологических данных // Отчет в 2-х книгах. Книга I. ГГП «Геопрогноз» Госком-геологии Украины. Гос. рег. № 39-91-9/9. – Киев, 1992. – 107 с.
- 14. Ивановская Л. В., Фирсова Д. В., Хоменюк Ю. В., Щукин Ю. К. Долговременное прогно-зирование сейсмической опасности по комплексу геолого-геофизических данных. – М. : Наука, 1988. – 108 с.
- 15. Грачев А. Ф., Магницкий В. А., Мухаметдиев Ш. А., Юнга С. Л. К определению максимально возможных магнитуд землетрясений на Восточно-Европейской платформе / Гл. редактор В. А. Магницкий. // Физика Земли. М. : Наука, 1996. № 7. С. 3-20.
- 16. *Бугаев Е. Г.* Методика оценки максимального потенциала платформенных землетрясений (на примере условий размещения площадки Калининской АЭС) // Физика Земли. – М. : Наука, 1999. – № 2. – С. 35-51.

УДК 551. 24.035; 550.348.435

ВЗАИМОСВЯЗЬ НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЮГО-ЗАПАДА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ С СЕЙСМИЧЕСКИМ РЕЖИМОМ РЕГИОНАЛЬНЫХ РАЗЛОМНЫХ ЗОН

О. Н. Сафронов^{1,2}, Г. Н. Бушмакина^{1,2}

¹ Крымский федеральный университет им. В. И. Вернадского, г. Симферополь, Россия; ² Институт сейсмологии и геодинамики, г. Симферополь, Россия

На территории юго-западной оконечности ВЕП (Восточно-Европейской платформа) и в прилегающих регионах в формировании геодинамически активных структур, в том числе и с проявлением сейсмичности, принимают участие тектонические силы разных рангов: глобального – вызванного взаимодействием Земли с окружающими ее физическими полями; планетарного – вызванного движениями литосферных плит и регионального, связанного с блоковой активизацией верхней мантии [1-4]. С удалением от областей альпийской складчатости к центру ВЕП, сейсмическая активность убывает. Все большую роль начинают играть местные факторы, что приводит к современной активизации локальных тектонических нарушений, входящих в крупные региональные зоны разрывных нарушений.

Тектонические движения планетарного и регионального плана в пределах Балкано-Карпатского региона альпийской складчатости направлены с юго-запада на северо-восток [4].

Тектонические движения на альпийский складчатый пояс, примыкающий к акватории Черного моря, направлены с юга на север, а региональные – на акватории Черного моря – имеют двойную диагональную направленность с юго-востока на северо-запад и с юго-запада на северо-восток.

При проведении работ по оценке сейсмичности платформенной части Украины (югозападная оконечность ВЕП) была выявлена интересная особенность в проявлении сейсмичности, совпадение эпицентров землетрясений с тектоническими нарушениями юговосточной и юго-западной ориентации. Кроме того, изосейсты землетрясений западной и южной части юго-западной оконечности ВЕП совпадали по направлению большей оси поля изосейст с направлениями тектонических нарушений (рис. 1) [5]. В южной и юго-восточной части Украинского щита, его склонов и ДДВ (Днепровско-Донецкой впадина) проявлялись свои закономерности связи сейсмичности с тектоническими нарушениями разной ориентации. Это позволило сделать выводы об общности проявления тектонических и геодинамических процессов в этом регионе. Они, повидимому, связаны с перераспределением геодинамических напряжений на региональном уровне. Поэтому встал вопрос о возможности использования этих закономерностей при выделении зон ВОЗ (возникновение очагов землетрясений) и оценки сейсмической опасности с учетом региональных геодинамических особенностей в масштабах 1:1 000 000 – 1:500 000.

В результате исследований возник вопрос – существует или нет связь между ориентациями полей изосейст и механизмами очагов землетрясений для оценки геодин-амической обстановки в региональном плане на территории юго-западной оконечности ВЕП.

Для западной и юго-западной оконечностей платформенной части Украины и прилегающих территорий по разным источникам имеется свыше 15 построенных полей изосейст землетрясений, без расчетов механизмов землетрясений, поэтому нет возможности провести сопоставления.

Для послеплиоценового времени на юго-западе Русской плиты в пределах Припятского палеорифта, северной части Украинского щита и Волынско-Подольской синеклизы восстановлено региональное поле напряжений с субмеридиональным и северо-восточным сжатием в горизонтальной плоскости [6].



Рис. 1. Поля изосейст землетрясений юго-западной оконечности ВЕП и прилегающих территорий (на линиях изосейст указана балльность и дата возникновения землетрясения)

Для южной части Украинского щита и его склонов имеются данные:

- 1. Для Криворожского землетрясения 2007 года поле изосейст и расчет параметров очага землетрясения [7-8], для Криворожского землетрясения 2011 года имеется неполное поле изосейст [9].
- 2. Для Бердянского землетрясения 2006 года только поле изосейст [10].
- 3. Для Новодарьевского землетрясения 2011 года только результаты расчета механизма очага землетрясения [11].

Для послеплиоценового времени юго-восточная часть Украинского щита характерризуется в-с-с ориентациями сжатия, при этом в целом на щите поле напряжений крайне нестабильно, что может быть следствием смещения разновозрастных мегатрещин, обнажены в древних кристаллических породах щита. В Днепровско-Донецкой впадине сжатие в горизонтальной плоскости с-с-в, приобретает с-з простирание на Донецком кряже [6]. Макросейсмические данные этих землетрясений приведены на рис. 1 [7, 9], а данные о параметрах механизмов очагов землетрясений в таблицах 1-2 [8, 11].

Таблица 1

Параметры механизма очага Криворожского землетрясения 25 декабря 2007 года

т	Keene		Нодальные плоскости				Оси главных напряжений					
Дата (тол. мод. н.)	координаты		NP1		NP2		Р		N		Т	
(год, мес. ч.)	ø°	λ°	STR	DP	STR	DP	AZM	Pl	AZM	Pl	AZM	Pl
2007 12 25	47 99	34.54	219	60	336	52	279	5	12	38	183	53

Таблица 2

Параметры механизма очага Новодарьевского землетрясения 11 мая 2004 года

Дата (год, мес. ч.)	Voor	Нодальные плоскости				Оси главных напряжений						
	координаты		NP1		NP2		Р		N		Т	
	ø	٦°	STR	DP	STR	DP	AZM	Pl	AZM	Pl	AZM	Pl
2004 05 11	48.09° N	39.34° E	115	34	358	73	303	53	169	28	66	23

Необходимо отметить, что длинные оси полей изосейст ориентированы по направлению с юго-востока на северо-запад под углом $35^{\circ}-45^{\circ}$ к географической широте. В работе [8] отмечается, что процесс вспарывания в очаговой зоне развивался в северо-западном направлении, что совпадает с направлением больших осей макросейсмического поля 2-х Криворожских и Бердянского землетрясений. Нодальная плоскость NP₂ с азимутом простирания 336[°] близка по ориентации к направлению распространения разрыва (330[°] ± 15[°]) [8]. В очаге землетрясения 2007 года произошел взброс под действием сжимающих напряжений, ориентированных горизонтально в азимуте 279[°].

В связи с тем, что эпицентры Криворожских и Бердянского землетрясений находятся по данным работы [6] в послеплиоценовое время в сходных геодинамических условиях, можно предположить сходство направленности полей изосейст с механизмами очагов землетрясений в пространстве. Так как очаг Новодарьевского землетрясения 2004 года находится в зоне Складчатого Донбасса и в послеплиоценовое время здесь существовала отличная от южного склона Украинского щита геодинамическая обстановка, то параметры механизмов очагов этих 3-х землетрясений резко отличаются, и поле изосейст Новодарьевского землетрясения по своей направленности будет отличаться от полей изосейст Криворожских и Бердянского землетрясений.

Для северо-западной и восточной частей Черного моря имеются данные:

- 1. О полях изосейст и параметрах механизмов очагов землетрясений Нижнекубанского землетрясений 2002 года [12] и Анапского землетрясения 2012 года [13] (табл. 3-4) [12-13].
- 2. О поле изосейст и параметрах механизма очага Одесского землетрясения 2008 года (табл. 5) [14].

Таблица 3

Пата	Координаты		Нода	льные	плоско	Оси главных напряжений						
дата			NP ₁		NP ₂		Р		Ν		Т	
(год, мес. ч.)	ø°	λ°	STR	DP	STR	DP	AZM	Pl	AZM	Pl	AZM	Pl
2002 11 09	45.20	37.60	240	50	352	66	113	10	14	41	213	48

Параметры механизма очага Нижнекубанского землетрясений 2002 года

Таблица 4

Пата	Voona		Нодальные плоскости				Оси главных напряжений					
дата	координаты		NP1		NP2		Р		Ν		Т	
(год, мес. ч.)	ø°	λ°	STR	DP	STR	DP	AZM	Pl	AZM	Pl	AZM	Pl
2012 12 10	44.96	37.58	16	37	113	85	232	30	117	36	350	39

Параметры механизма очага Анапского землетрясения 2012 года

Таблица 5

Пa	рамет	ры механизма	очага (Олесского	землет	пясения	2008	гола	[14]	L
TTet	pamer	pbi mexannisma	U lai a	Odecenoro	JUNIOL	precinn	2000	тода		

Дата (год, мес. ч.)	Координаты		Нодальные плоскости				Оси главных напряжений					
			NP1		NP2		Р		Ν		Т	
	ø°	λ°	STR	DP	STR	DP	AZM	Pl	AZM	Pl	AZM	Pl
2008 05 07	45.34	30.95	81	45	264	45	172	0	82	1	172	90

Анализ поля изосейст: Нижнекубанского землетрясения 2002 г. и Анапского землетрясения 2012 года показал, что их рисовка в пространстве и северо-восточное направление большей оси поля изосейст для обоих землетрясений практически совпадает. Сопоставление параметров механизмов очагов землетрясений резко отличаются. Для Нижнекубанского землетрясения 2002г. нодальная плоскость NP₁ ориентирована в северо-восточном направлении, а для Анапского землетрясения 2012 г. простирание нодальной плоскости NP₁ близмеридионально [12-13].

Нодальная плоскость NP₂ для Нижнекубанского землетрясения 2002 г. ориентирована в северо-западном направлении. Для Анапского землетрясения 2012 г. нодальная плоскость NP₂ имеет близширотное крутое простирание [12-13].

Таким образом, несмотря на совпадение в пространстве и по направлению полей изосейст этих землетрясений, наблюдается полное несовпадение параметров механизмов очагов землетрясений. Кроме того, поле изосейст Анапского землетрясения 1966 года имеет почти меридиональную вытянутость, большая ось поля изосейст направлена на север. На основании вышесказанного, можно сделать вывод о сложной геодинамической обстановке в данном регионе, которая меняется в пространстве и времени, и невозможности проводить совместный анализ полей изосейст и механизмов очагов землетрясений.

Большая ось поля изосейст Одесского землетрясения 2008 года имеет северо-восточного направление, почти под углом в 45°. В этом плане рисовка полей изосейст Одесского и двух Анапских землетрясений совпадает по направлению, но параметры механизмов очагов резко отличаются. Это различие показывает, что этих очаги землетрясений формировались в разных геодинамических условиях. Поэтому землетрясения северной части Черного моря и прилегающей суши нельзя использовать для подобных сопоставлений.

Выводы. Сопоставление полей изосейст с результатами расчётов механизмов очагов Криворожских, Бердянского и Новодарьевского землетрясений позволят на региональном уровне оценивать геодинамические особенности тектонических нарушений: при выделении зон ВОЗ; проведении общего сейсмического районирования; оценке сейсмической опасности на территориях древних платформ.

Подобный анализ для юго-западной оконечности ВЕП можно проводить только для землетрясений, произошедших в сходных геодинамических условиях.

В западной и юго-западной оконечности платформенной части Украины для землетрясений, по которым имеются поля изосейст, необходимо по возможности рассчитать механизм очагов землетрясений и провести их сопоставление. Землетрясения этого региона находятся в сходных геодинамических условиях. Исследования в этом направлении можно продолжить для будущих землетрясений южной части Украинского щита, ДДВ и складчатого Донбасса, отдельно друг от друга в пределах их структурных границ.

Исследования показали, что анализ сопоставления полей изосейст с результатами расчета параметров механизмов очагов землетрясений разных регионов северной части Черного моря и прилегающей суши практически невозможен, так как их эпицентры находятся в разных геодинамических регионах с меняющимися, во времени и пространстве, тектоническими напряжениями.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Тяпкин К. Ф., Кивелюк Т. Т.* Изучение разломных структур геолого-геофизическими методами. М. : Наука, 1982. 239с.
- 2. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Натапов Л. М. Тектоника литосферных плит территории СССР: В 2 кн. М. : Недра, 1990. Кн. 2. 334 с.
- 3. *Сим Л. А.* Неотектонические напряжения Восточно-Европейской платформы и структур обрамления. Автореф. дисс. докт. геол.-мин. наук. М. : МГУ, 1996. 41 с.
- 4. *Сафронов О. Н., Сим Л. А.* Неогеодинамика юго-западной оконечности Восточно-Европейской платформы // В зб. наук. праць. «Будівельні конструкції» – Будівництво в сейсмічних районах України. – Київ : НДІБК 2004. – Вип. 60. – С. 65-68.
- 5. *Сафронов О. Н., Бушмакина Г. Н.* Связь современной геодинамики платформенной части Украины с макросейсмическим проявлением сейсмичности // Структура, свойства, динамика и минерагения литосферы Восточно-Европейской платформы : Материалы XVI Международной конференции. Воронеж, 2010. Том II. С. 206-210.
- 6. Сим Л. А., Сафронов О. Н. Неотектонические напряжения и кинематические типы разломов платформенной части Украины // Матеріали V Міжнародної наукової конференції «Моніторинг небезпечних геологічних процесів та екологічного стану середовища», 7-9 жовтня 2004 року. – К., 2004. – С. 100-101.
- Скляр А. М., Князева В. С., Останин А. М. Макросейсмический эффект Криворожского землетрясения 25 декабря 2007 года // Сейсмологический бюллетень Украины за 2007 год. – Севастополь : НАНУ, ИГФ, 2009. – С. 14-16.
- 8. Пустовитенко Б. Г., Пустовитенко А. А., Капитанова С. А. Процессы в очаговой зоне Криворожского землетрясения 25 декабря 2007г. // Сейсмологический бюллетень Украины за 2007 год. Севастополь : НАНУ, ИГФ, 2009. С. 17-22.
- Скляр А. М., Князева В. С. Макросейсмические данные Криворожского землетрясения 14 января 2011 года // // Сейсмологический бюллетень Украины за 2011 год. – Севастополь : НАНУ, ИГФ, 2012. – С. 59-61.
- 10. Пустовитенко Б. Г., Свидлова В. А., Князева В. С., Бушмакина Г. Н. Бердянское землетрясение 31.07.2006 г. // Сейсмологический бюллетень Украины за 2006 год. Севастополь : НАНУ, ИГФ, 2008. С. 27-30.
- Гапсатарова И. П., Бабкова Е. А. Инструментальные параметры Новодарьевского землетрясения 11 мая 2004 года с M_s = 3,8 (Украина, Луганская обл.) // Сейсмологический бюллетень Украины за 2004 год. – Севастополь : НАНУ, ИГФ, 2006. – С. 124-131.
- 12. Старовойт О. Е., Гапсатарова И. П., Чепкунас Л. С. Землетрясение 9 ноября 2002 года на Нижней Кубани: параметры очага и его механизм // Сейсмологический бюллетень Украины за 2002 год. Симферополь : НАНУ, ИГФ, 2004. С. 75-84.
- 13. Габсатарова И. П., Малянова Л. С., Селиванова Е. А., Якушева В. Н. Землетрясение 10 декабря 2012 г. с *M*_w = 4,6 вблизи г. Анапы // Сейсмологический бюллетень Украины за 2012 г. Севастополь: НАНУ, ИГФ, 2013. С. 35-45.
- 14. Пустовитенко Б. Г., Пустовитенко А. А., Капитанова С. А., Калинюк И. В. Очаговые параметры землетрясения 7 мая 2008 г. в районе о. Змеиный // Сейсмологический бюллетень Украины за 2008 год. Севастополь : НАНУ, ИГФ, 2010. С. 20-27.

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЛИСКИНСКОЙ СЕЙСМИЧЕСКИ АКТИВНОЙ ЗОНЫ

А. Е. Семенов^{1,2}, Э. И. Золототрубова¹, Л. И. Надежка^{1,2}, М. А. Ефременко¹

¹ Федеральный исследовательский центр «Единая геофизическая служба РАН», г. Воронеж, Россия; ² Воронежский государственный университет, г. Воронеж, Россия

За последние 19 лет Воронежской сетью сейсмических станций на территории Воронежского кристаллического массива (ВКМ) зарегистрировано более 500 землетрясений и микроземлетрясений, в основном 2,0-9,0 энергетических классов. Из них 19 землетрясений 10 энергетического класса и 2 землетрясения 11 энергетического класса [1-2]. Анализ пространственного положения эпицентров показал, что на территории ВКМ наблюдается два типа сейсмической активности: упорядоченная или тектоническая и рассеянная [3]. В первом случае эпицентры землетрясений образуют «пятна» или приурочены к зоне динамического влияния тектонических нарушений, во втором, четкой приуроченности эпицентров к тектоническим нарушениям не наблюдается. Второй тип сейсмической активности характерен для Хоперского мегаблока ВКМ [4-5]. Здесь единичные эпицентры землетрясений в основном приурочены к интрузиям основного и ультраосновного состава [4].

По характеру распределения эпицентров первого типа сейсмичности на территории ВКМ выделены 6 зон повышенной сейсмической активности. Среди них основную роль играет Лискинская сейсмически активная зона (ЛСАЗ). Она расположена в зоне сочленения крупных структур докембрия: Лосевской шовной зоны (ЛШЗ) и Курского мегаблока (КМА) в районе максимального изгиба, разграничивающего их S-образного Ряжско-Кантемировского разлома первого ранга (рис. 1). Эти крупные структуры имеют различную историю геологического развития и, вследствие этого, различные геолого-геофизические характеристики [6-7].



Рис. 1. Фрагмент структурно-формационной карты эрозионного среза докембрия Воронежского кристалличемассива [9]: 1-метабазитского гранулит-гнейсовая формация (обоянский комплекс); 2 – вулканогенно-оса-дочная формация (лосевская серия); 3 – песчаниково-сланцевые образования воронцовской серии; 4 – габбро-долериты новогольского комплекса; 5 – габбро, нориты, диориты, габбро-диориты еланского и мамонского комплексов; 6 – граниты бобровского комплекса; 7 – глубинные коромантийные разломы; 8 – тектонические нарушения: а) четвертичного, б) пятого рангов; 9 – изолинии рельефов фундамента (абсолютные значения от уровня моря в метрах); 10 – линеамент тектонически ослабзоны платформенного ленной чехла; 11 – граница сейсмически активной зоны; 12 – эпицентры землетрясений

Каждая из указанных структур подразделятся на ряд структур более высокого ранга. Так в структурно-тектоническом плане в приконтактной зоне, вдоль Ряжско-Кантемировского разлома выделяются в Курском мегаблоке: Шидловско-Шатиловский миниблок и Россошанский массив, в Лосевской шовной зоне: Хохольско-Павловский блок и Воронежский блок, который граничит с Лискинской сейсмически активной зоной в северной ее части в зоне Суджано-Икорецкого разлома.

Указанные структуры отличаются геологическим строением и геофизическими характеристиками.

Так докембрий Шидловско-Шатиловского миниблока представлен гранито-мигматито-гнейсами обоянского комплекса с широким развитием амфиболитов михайловской серии северо-западного простирания, развитием углеродистых пород и сульфидной минерализацией (рис. 1). Средняя плотность миниблока – 2,74 г/см³, скорость продольных волн 6,05 км/с. Гравитационное поле представлено градиентной зоной со средней интенсивностью 17 мГл, осложненного локальными линейными аномалиями. Магнитное поле имеет полосчатый характер с вытянутыми аномалиями до 1000 нТл.

Россошанский массив также сложен породами обоянского комплекса, но его россошанской ассоциацией, представленной чередованием плагиогнейсов биотитовых, биотитамфиболовых, реже гранат-магнетитовыми породами и развитием лискинских гранитоидов. Средняя плотность структуры 2,69-2,72 г/см³; $V_p = 5,30-5,95$ км/с. Массив характеризуется фоновым магнитным полем $-0,3 \div -0,1$ нТл со слабоинтенсивными (десятки – первые сотни нТл) аномалиями. Гравитационное поле положительное с максимальной амплитудой в центральной части до 19-21 мГл, с понижением в прибортовой части структуры до 6 ÷ -1 мГл, что связано с наличием интрузий, гранитизацией вмещающих пород и глубинным строением земной коры.

В Хохольско-Павловском блоке ЛШЗ, примыкающему непосредственно к Ряжско-Кантемировскому разлому, фундамент представлен обоянским комплексом донской ассоциации. Это гранодиорито-гнейсы амфиболитовые, амфиболиты, граносиенито-гнейсы. В северной и южной части блока широко развиты площадные автохтонные метасамотические гранитоиды павловского комплекса, которые разделены в центральной части блока (Лискинский) сильно магматизированными (до теневых мигматитов) породами (рис. 1). Средняя плотность блока 2,68 г/см³; $V_p = 5,15-5,35$ км/с. Блок характеризуется в основном, повышенным гравитационным полем до 19 мГл с минимумами до –8 мГл в центральной части. Особенностью магнитного поля является слабоинтенсивная положительная площадная аномалия повторяющая конфигурацию Ряжско-Кантемировского разлома с аномалиями мозаичного характера в виде ограниченной по простиранию и вытянутых аномалий до 1000 нТл.

Южная часть Воронежского блока сложена породами лосевской серии верхнего археянижнего протерозоя базальт-риолитового состава (средняя плотность 2,73 г/см³; $V_p = 5,35-9,90$ км/с), прорванными усманскими гранитами плотностью 2,66 г/см³. Гравитационное поле этой части ЛШЗ сложнодифференцированное, представленное гравитационными максимумами и минимумами изометричной или близкой к его форме с перепадом от -15 до +35 мГл.

Собственно Лискинская сейсмически активная зона имеет в целом субширотное простирание и пространственно охватывает приконтактные зоны описанных выше структур.

По плотности эпицентров землетрясений и их пространственному положению в пределах ЛСАЗ четко выделяются три области: южная – простирающая согласно с Ряжско-Кантемировским разломом и приуроченная в широтной части к границе Россошанского массива, центральная – представляющая собой овал широтного простирания с размерами 70,0×20,0 км, и северная область, которая фактически является зоной динамического воздействия Суджано-Икорецкого разлома (рис. 1-2).

Несмотря на то, что зона охватывает приконтактные области различных тектонических структур, она имеет собственные специфические черты, отличающие ее от контактирующих структур. Так в центральной ее части выделяется обширная площадь мигматизированных пород, архейского возраста, характеризующаяся пониженным средним значением плотности (2,68 г/см³) относительно контактирующих структур. В пределах зоны эрозионный срез докембрия наиболее приподнят по сравнению с остальной территорией ВКМ. Рельеф его изрезанный с многочисленными локальными положительными поднятиями (до +50,0 м) на общем положительном фоне (рис. 2). В соответствии с этим, мощность осадочного чехла не превышает 150 м.



Рис. 2. Структурное положение Лискинской сейсмически активной зоны: 1 – Разломы разного ранга; 2 – мегаблок КМА; 3 – Лосевская шовная зона; 4 – изолинии рельефа фундамента; 5 – граница сейсмогенной зоны; 6 – границы областей повышенной лотности эпицентров землетрясений; 7 – эпицентры землетрясений

Земная кора в пределах Лискинской сейсмоактивной зоны уникальна. На относительно небольшой площади выделяется, по соотношению мощности основных слоев, 5 типов земной коры: метабазитовый, базито-диоритовый, гранито-диоритобазитовый и гранитоидный (рис. 3).



Рис. 3. Схема типов земной коры Воронежского кристаллического массива по геофизическим данным: Типы земной коры: 1 – гранитоидный; 2 – гранито-диоритовый; 3 – диоритовый; 4 – гранито-базитовый; 5 – диорито-базитовый; 6 – гранито-диорито-базитовый; 7 – метабазитовый; 8 – границы геоблоков; номера с 1,1 по 7,3 соответствуют подтипам земной

Блоки с различным типом земной коры дискордантны к контактирующим структурам и имеют размеры от 25 до 3 км перпендикулярно простиранию. Аналогичного района в пределах ВКМ больше нет. В целом, мощность земной коры в пределах ЛСАЗ составляет 42,5-45,0 км. Важной особенностью ЛСАЗ является наличие разуплотнения в верхах мантии до глубины 70 км [9].

Наиболее сейсмически активной по интенсивности землетрясений является южная область ЛСАЗ. Здесь регистрируются землетрясения только 7-8 энергетических классов. За время исследований зарегистрировано 35 землетрясений, выделившаяся при этом энергия составила 129,5·10⁷ Дж. Следует к этому добавить, что в прибортовой части Россошанского массива происходили достаточно сильные землетрясения в 19 веке (рис. 1) [8].

Центральная область характеризуется более низким сейсмическим потенциалом. Здесь произошло за исследуемый период 36 землетрясений, но они более низкого энергетического класса (5-7). Выделившаяся при этом энергия составила 21,7 · 10⁷ Дж.

Северная часть, тяготеющая к Суджано-Икорецкому разлому, характеризуется еще более низким энергетическим потенциалом землетрясений. Здесь произошло всего 12 землетрясений 4-6 энергетического класса, при этом выделившаяся сейсмическая энергия составила 11,4·10⁷ Дж. Эти данные свидетельствуют о затухании сейсмического процесса с юга на север.

Из всего сказанного выше можно сделать вывод, что Лискинская сейсмически активная зона, хотя и охватывает приконтактные зоны различных структур эрозионного среза докембрия ВКМ, обладает рядом собственных специфических геологических и геофизических характеристик, свидетельствующих о том, что ЛСАЗ является самостоятельной структурой земной коры ВКМ, уходящей корнями в верхи мантии. Особенности ее строения и современная сейсмическая активность отражают активность процессов, происходящих на различных глубинных уровнях в литосфере зоны.

ЛИТЕРАТУРА

- Надежка Л. И., Сафронич И. Н., Пивоваров С. П., Габсатарова И. П., Михайлова Р. С., Бабкова Е. А. Никольское землетрясение 31 марта 2000 года с К_p = 10,8, I₀ = 5 (Воронежская область) // Землетрясения в Северной Евразии в 2000 году. – Обнинск, 2006. – С. 245-253.
- Габсатарова И. П., Бабкова Е. А., Надежка Л. И., Пивоваров С. П., Семенов А. Е., Кендзера А. В., Пигулевский П. И., Щербина С. В., Чалый О. О., Ильенко В. А. Землетрясение 3 февраля 2015 г. на границе Полтавской и Сумской областей Украины по макросейсмическим и инструментальным данным // Вестник ВГУ. Серия Геология. – 2016. – № 1. – С. 115-123.
- 3. *Бугаев Е. Г.* О структурированной и рассеянной сейсмичности, жесткости очагов землетрясений и нелинейности графиков повторяемости магнитуд // Геодинамика и тектонофизика повторяемости магнитуд физика. 2011. № 3. С. 244-265.
- 4. Надежка Л. И., Ефременко М. А., Семенов А. Е., Пивоваров С. П. Некоторые особенности землетрясений на территории ВКМ // Проблемы сейсмотектоники : Материалы XVII Всероссийской конференции с международным участием. Воронеж, 2011 С. 365-368.
- 5. Семенов А. Е., Надежка 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. 290-293.
- 6. *Чернышов Н. М., Ненахов В. М., Стрик Ю. А.* Геодинамическая модель формирования ВКМ // Геотектоника. 1997. № 3. С. 21-31.

- 7. Чернышов Н. М., Ненахов В. М. Современные представление о глубинном строении, геодинамике и металлогении ВКМ // Современная геодинамика, глубинное строение и сейсмичность клаторорменных территорий и сопредельных регионов : Материалы международной конференции. Воронеж, 2001. С. 18-21.
- 8. *Новый* каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. Москва : Наука, 1977. 534 с.
- Окончательный отчет по теме 34-94-51/1. Изучение особенностей геологического строения и металлогении Воронежского кристаллического массива с целью составления прогнозно-металлогенических карт м-ба 1:500 000 за 1991-1999 гг. / Отв. исп. Лосицкий В. И., Молотков С. П. – Воронеж, 1999.

УДК 550.34.06

СИНГУЛЯРНО-СПЕКТРАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ, КАК ПЕРСПЕКТИВНЫЙ МЕТОД ВЫДЕЛЕНИЯ И КЛАССИФИКАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ

М. Е. Семенов¹, И. Н. Сафронич^{1,2}, М. А. Никонова¹

¹ Воронежский государственный университет, г. Воронеж, Россия; ² Федеральный исследовательский центр «Единая геофизическая служба РАН», г. Воронеж, Россия

Проблема, связанная с идентификацией сейсмических событий по результатам сейсмических наблюдений имеет давнюю историю [1, 2]. При этом основная задача связана с выделением на записях волн от сейсмических источников. Стандартные методы обработки сейсмограмм не всегда корректно справляются с этой задачей. Классический способ обработки и выделения событий включает фильтрацию записей (например, фильтр Баттерворта) с последующим выделением на фильтрованных записях вступлений волн от сейсмических событий, как в ручном, так и в автоматическом режиме с использованием алгоритма STA/LTA. Однако он хорошо работает только при достаточном высоком отношении сигнал/шум. Кроме того, зачастую, записи осложнены антропогеновыми помехами, которые усложняют процесс поиска и идентификации сейсмических событий. Таким образом, к настоящему времени, проблема оптимальной обработки сейсмограмм в смысле выделения, а особенно идентификации сейсмических событий по записям одной станции, далека от своего решения и основное направление повышения качества обработки сейсмических данных связано с совершенствованием математического аппарата.

В последнее десятилетие появились несколько способов обработки временных рядов основанных на их спектральных свойствах. К их числу относятся Вейвлет-преобразования, позволяющие в существенной степени очищать зашумленный сигнал, и как следствие применимое для решения задач, связанных с обнаружением сигнала на фоне активных и пассивных помех. Несмотря на большое разнообразие вейвлет-функций, их набор является ограниченным.

Перспективное направление связано с применением к временным рядам (сейсмограммам) спектральных преобразований с не фиксированным базисом, точнее с базисом, порождаемым самим временным рядом. Таковым методом является метод сингулярно спектрального анализа (англ. *Singular spectrum analysis, SSA*) [3]. Он позволяет выделять амплитудномодулированные синусы и косинусы с некратными частотами с более высоким разрешением, чем спектральный Фурье анализ. При этом восстановление составляющей ряда с помощью SSA может рассматриваться как адаптивная линейная фильтрация.

Сингулярный спектральный анализ относится к непараметрическим методам анализа временных рядов. Целью метода является разложение временного ряда на интерпретируемые аддитивные составляющие. Несмотря на то, что метод изначально разрабатывался для анализа нелинейной динамики и для реконструкции аттракторов, он стал использоваться для анализа временных рядов. В СССР независимо от зарубежных работ, разработана методология «Гусеницы»-SSA [4]. Данный метод разработан для анализа рядов общего вида, с акцентом на разделимость рядов, который накладывает свои ограничения на выбор параметров. Методологические аспекты SSA и его приложения изложены в учебном пособии [5].

Метод «Гусеницы»-SSA не требует стационарности ряда, знания модели тренда, а также сведений о наличии в ряде периодических составляющих. При таких слабых предположениях метод может решать различные задачи, например, выделение тренда, обнаружение периодичной составляющей, сглаживание ряда. Из-за отсутствия модели отсутствует возможность проверить гипотезу о наличии в ряде той или иной составляющей, но на основе информации, получаемой с помощью анализа, можно построить параметрическую модель для проверки гипотез. Базовый алгоритм метода состоит из двух дополняющих друг друга этапов: разложение и восстановление. Приведем краткое описание алгоритма.

Рассмотрим временной ряд (дискретные значения сейсмического сигнала) $F = (f_0, ..., f_{N-1}), N > 2$ длины N.

Шаг 1. Пусть L — некоторое целое число (длина окна), l < L < N. Процедура вложения образует K = N - L - l векторов вложения (отметим, что оптимальная длинна окна, как правило, выбирается эмпирическим способом).

$$X_{i} = \left(f_{i-1}, \dots, f_{i+L-2}\right)^{T}, \ 1 \le i \le K,$$
(1)

имеющих размерность L. Определим матрицу X, состоящую из векторов вложения в качестве столбцов:

$$\mathbf{X} = \begin{pmatrix} f_0 & f_1 & f_2 & \dots & f_{K-1} \\ f_1 & f_2 & f_3 & \dots & f_K \\ f_2 & f_3 & f_4 & \dots & f_{K+1} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ f_{L-1} & f_L & f_{L-1} & \dots & f_{N-1} \end{pmatrix}.$$
(2)

Шаг 2. Сингулярное разложение: На этом шаге происходит сингулярное разложение траекторной матрицы. Обозначим $\lambda_1, ..., \lambda_L$ собственные числа матрицы $\mathbf{S} = \mathbf{X}\mathbf{X}^T$ и $U_1, ..., U_L$ – собственные вектора матрицы \mathbf{S} . Тогда, если обозначить $V_i = \mathbf{X}^T U_i / \sqrt{\lambda_i}$, то сингулярное разложение матрицы примет вид

$$\mathbf{X} = X_1 + \dots + X_d, i = 1, \dots, d,$$
(3)

где $X_i = \sqrt{\lambda_i} U_i V_i^T$. Набор $(\sqrt{\lambda_i} U_i V_i^T)$ будем называть *i*-й собственной тройкой сингулярного разложения.

Шаг З. Группировка. На основе разложения (6) процедура группировки делит все множество индексов $\{1,...,d\}$ на *m* непересекающихся подмножеств $I_1,...,I_m$, тогда результирующая матрица соответствующая группе *I* имеет вид

$$\mathbf{X}_{I} = \mathbf{X}_{i1} + \dots + \mathbf{X}_{ip}, I = \{i1, \dots, ip\}.$$
(4)

Тем самым разложение (6) в сгруппированном виде может быть записано как

$$\mathbf{X} = \mathbf{X}_{I_1} + \dots + \mathbf{X}_{I_m} \,. \tag{5}$$

На данном этапе происходит отбор из общего множества всех собственных троек, тех троек, которые войдут в восстановление ряда. Фактически на первых двух этапах происходит фильтрация исходного ряда на его составляющие. А именно трендовые, циклические и шумовые.

Шаг 4. Восстановление. На последнем этапе матрица сгруппированных собственных троек (7) переводится в новый ряд длины *N* при помощи диагонально усреднения.

Пусть **Y** некоторая матрица размерности $L \times K$ с элементами y_{ij} тогда диагональное усреднение переводит эту матрицу в ряд $g_0, ..., g_{N-1}$ по формуле

$$g_{k} = \begin{cases} \frac{1}{k+1} \sum_{m=1}^{k+1} y_{m,k-m+2} & 0 \le k < L-1, \\ \frac{1}{L} \sum_{m=1}^{L} y_{m,k-m+2} & L-1 \le k < K, \\ \frac{1}{N-K} \sum_{m=k-K+2}^{N-K+1} y_{m,k-m+2} & K \le k < N. \end{cases}$$
(6)

Применяя диагональное усреднение к результирующим матрицам X_{I_k} , мы получаем ряды $\tilde{F}^{(k)} = (\tilde{f}_0^{(k)}, ..., \tilde{f}_{N-1}^{(k)})$, и, следовательно, исходный ряд $F = (f_0, ..., f_{N-1})$ раскладывается в сумму рядов:

$$f_n = \sum_{k=1}^{m} \tilde{f}_n^{(k)} .$$
 (7)

При обработке записей сети сейсмических станций интерес представляет применение метода SSA с целью обнаружения и идентификации местных и региональных сейсмических событий. Возможность использования SSA обусловлена следующими причинами:

- Набор функций разложения порождается самой исследуемой волновой формой и длиной окна матрицы развертки, что позволяет разделить запись на отдельные процессы.
- Длина строки сингулярной матрицы развертки (параметр метода) позволяет легко варьировать качество и состав выделяемых составляющих.
- Возможность визуального выбора тех собственных функций, которые позволяют выделить хорошо интерпретируемые вступления фаз сейсмического события, а не набор гармонических пакетов как при Фурье анализе, в который кроме полезного сигнала присутствует и помеха.
- В отличие от вейвлет-преобразования, сингулярный анализ не имеет чётко выраженного граничного эффекта по параметру сдвига, определяемого в случае вейвлет-преобразования жесткой фиксацией набора вейвлет-функций.

Указанные преимущества позволяют эффективно анализировать сейсмический сигнал. При этом представление отдельной собственной сингулярной функции в виде линейного фильтра показывает, что данные фильтры обладают не комплексной, как в случае Фурье, а действительной частотной характеристикой, что снимает проблемы фазовых сдвигов между составляющими и упрощает разложение на аддитивные элементарные компоненты.

На первом этапе SSA можно использовать для решения задачи выделения вступлений как прямых, так и отраженных волн от известных, но слабых местных сейсмических событий, сравнимых с уровнем микросейсмического шума (например, маломощные взрывы в карьерах). В дальнейшем после изучения параметров (собственных функций) для всех фоновых процессов в пункте регистрации, будет возможно их эффективное подавление, что снизит уровень фона, и повысит возможности регистрации слабых сейсмических событий отдельной сейсмической станцией.

На рис. 1 представлена исходная трехкомпонентная запись взрыва в карьере с расстановкой вступлений основных типов волн. Эпицентр взрыва расположен на западе от станции.

Как видно из рис. 1 отмеченные на записи вступления основных типов волн за исключением поверхностных практически не видны. Вертикальная составляющая записи взрыва слабо выделяется. Поверхностные волны хорошо видны на записях горизонтальных составляющих, но их момент вступления не является однозначным (четкость вступления q). Кроме того на записи присутствует импульсная помеха.

К данному фрагменту применили следующий алгоритм обработки:

1. По исходным данным для каждого канала построили траекторные матрицы, и вычислили их собственные тройки сингулярного разложения. В качестве размерности матрицы была выбрана длина 160. В результате вычисления образовалось 160 собственных троек.



Рис. 1. Исходная трехкомпонентная волновая форма записи карьерного взрыва

2. В отличие от стандартного алгоритма провели ранжирование не по собственному значению (вкладу в исходный сигнал) каждой тройки, а по частоте восстановленного ряда.

3. После сортировки все множество собственных троек разделили последовательно на 8 групп (по 20 троек). Каждая группа является адаптивным фильтром в ограниченном диапазоне частот.

4. По каждой группе восстановили запись и выбрали те группы, которые визуально содержали волновые формы взрыва. Как оказалось, поверхностные волны содержались в группе № 1, а в группе № 3 – объемные волны. На рис. 2 приведено сравнение исходной и восстановленной по группе № 1 записи. Как видно из рис. 2 восстановленный ряд синфазен исходной записи (без фазовых сдвижек), имеет сравнимую амплитуду и представляет собой хорошо очищенную от помех запись поверхностных волн.



Рис. 2. Сравнение восстановленных записей с исходной записью (1-я группа)

5. Для оценки качества подавления помех и возможности автоматического выделения вступлений основных волн на восстановленных записях использован стандартный сейсмологический алгоритм выделения STA/LTA. Максимальное значение порога в указанные на рис. 1 моменты вступления основных фаз достигается при параметрах алгоритма STA/LTA соответственно 1 и 10 секунд. При этом пороговое значение для выделения вступления поверхностных волн составляет 13 (рис. 3), а для объемной волны Pg – 11 (рис. 4). Вступление объемной волны Sg на восстановленной записи видно, но из-за присутствия на записи отраженных волн при выбранном уровне не выделяется.

Как видно из рис. 3 и 4 удалось очистить запись от помех и сделать возможным выделение вступлений основных фаз методом STA/LTA. Причем данные результаты получены при грубом выборе собственных функций. Для более точного выделения можно каждую группу еще разделить на подгруппы, оставляя только те собственные функции, которые относятся к записи взрыва, а не помехи.



Рис. 3. Срабатывание алгоритма STA/LTA по востановленной записи (1-я группа)



Рис. 4. Срабатывание алгоритма STA/LTA по востановленной записи (3-я группа)

Таким образом, можно констатировать, что предложенный метод является перспективным для обработки записей на отдельных сейсмических станциях. Он позволяет исключать из записи неинформативные (фоновые и шумовые) процессы, снижая при этом энергетический порог регистрации местных событий.

Для дальнейшего развития метода необходимо разработать и реализовать инструментальный программный комплекс, который позволит анализировать трехкомпонентных сейсмологических записей методом разложения по SSA алгоритму и выделять записи слабых сейсмических событий на фоне микросейсмического шума, а также использовать для классификации сейсмических событий по набору характерных им собственным функций.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. 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.
- 2. *Взрывы* и землетрясения на территории Европейской части России / Под редакцией В. В. Адушкина и А. А. Маловичко. М. : ГЕОС, 2013. 384 с.
- 3. *Ефимов В. М., Галактионов Ю. К., Шушпанова Н. Ф.* Анализ и прогноз временных рядов методом главных компонент. Новосибирск : Наука, 1988. 70 с.
- Данилов Д. Л., Жиглявский А. А. Главные компоненты временных рядов : метод «Гусеница». СПбГУ, 1997. 308 с. Голяндина Н. Э. Метод «Гусеница»-SSA : прогноз временных рядов : учебное пособие / Н. Э. Голяндина. – СПб. : С.-Петербургский государственный университет, 2004. – 52 с.

ГИБРИДНАЯ СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА ИНГУЛЬСКОГО МЕГАБЛОКА УКРАИНСКОГО ЩИТА

Н. П. Семенюк, В. Г. Верховцев, А. О. Студзинская

Институт геохимии окружающей среды Национальной академии наук Украины, г. Киев, Украина

Ингульский мегаблок Украинского щита (УЩ), занимая пространственно центральное положение в его современной структуре, весьма резко контрастирует на фоне сопредельных одноранговых геоструктур в скоростях современных вертикальных движений земной коры [1]. Более 80 % площади Ингульского мегаблока находятся в поле положительных значений скоростей современных вертикальных движений порядка 6-8 мм/год. Для расположенного восточнее Среднеприднепровского мегаблока этот показатель составляет 2-4 мм/год, а на площади расположенных западнее Росинско-Тикичского и Днестровско-Бугского мегаблоков преобладают скорости от нулевых до + 2 мм/год. Здесь закартирована также Киевско-Винницкая отрицательная аномалия (относительно положительных в целом показателей скоростей вертикальных движений для такого кратона как УЩ) со значениями 0-2 мм/год.

Исследований регионального плана с целью установить природу высоких (аномальных в целом для УЩ) значений скоростей современных вертикальных движений земной коры Ингульского мегаблока не проводилось. Полигонные работы в этом направлении имели локальный характер. Они сосредоточивались преимущественно в Криворожском железорудном бассейне и проводились путем повторного высокоточного нивелирования, выполнявшегося с использованием сети специально сооруженных реперов с учетом сезонных вертикальных колебаний земной поверхности и наличия подземных выработок [2]. Обусловливались эти многолетние исследования необходимостью решения сугубо практических задач, связанных с предотвращением фильтрации по активизированным разрывным нарушениям высокоминерализованных вод из шламоотстойников горно-обогатительных комбинатов в подземные горизонты и трещинные воды региона, используемые для питьевого водоснабжения.

В настоящей работе проанализированы природные и техногенные факторы, определяющие аномально высокие значения скоростей современных вертикальных движений земной коры Ингульского мегаблока. Группа природных факторов предопределена геологической историей развития мегаблока. В его пределах можно выделить четыре крупных эпохи гранитизации. Первая из них (~ 2500 млн. лет) связана с раннепротерозойской субдукцией западной части Среднеприднепровского мегаблока под восточную окраину Ингульского с последующей обширной гранитизацией и мигматизацией в восточной части последнего. Вторая эпоха совпадает с региональными процессами гранитизации, проявившимися практически на большей части площади УЩ, и образованием гранитоидов кировоградско-жито-мирского комплекса (2065-2045 млн. лет [3]). Третья эпоха гранитизации мегаблока связана с внедрением мантийного диапира в нижние горизонты земной коры в западной части мегаблока [4] и образованием новоукраинских гранитов и их дериватов (2020-2025 млн. лет). Формирование этих гранитов на глубинах 17-18 км [5] и длительный процесс их всплывания на уровень современного денудационного среза, сопровождавшийся также вовлечением в поднятия вмещающих породных комплексов предопределил формирование одноименного гранитогнейсового купола, существенно превосходившего по латеральным параметрам площадь распространения собственно новоукраинских гранитов [6]. Завершающей эпохой масштабной гранитизации в пределах Ингульского мегаблока было внедрение гранитов рапакиви Корсунь-Новомир-городского плутона (1750-1720 млн. лет).

Таким образом, на протяжении 700-800 млн. лет Ингульский мегаблок был насыщен разновозрастными гранитоидами, большая часть которых в результате неоднократного реомо-

рфизма, подвергаясь демафитизации, приобретала устойчивую тенденцию к компенсирующим дефицит плотности воздыманиям, унаследованным на неотектоническом и современном этапах геологического развития (рис. 1).

В контексте сказанного следует отметить, что наиболее крупный и относительно молодой массив новоукраинских гранитов обладает на фоне более древних гранитоидов Ингульского мегаблока плотностными характеристиками с дефицитом плотности 0,2-0,3 г/см³.

Вторым природным фактором аномально высоких значений положительных современных вертикальных движений Ингульского мегаблока является сосредоточение в его породных комплексах практически 90 % запасов урана и тория от имеющихся в верхних горизонтах земной коры УЩ, что обеспечивает повышенную по сравнению с одноранговыми мегаструктурами теплогенерацию и плотность тепловых потоков [7] (рис. 2).

Более контрастной радиогенная теплогенерация свойственна для гранитогнейсо-вого «слоя» земной коры, содержащим основную массу радиоактивных элементов коры (табл. 1).

Из охарактеризованных выше природных факторов, следует отметить, что аномальная радиогенная теплогенерация гранито-гнейсового «слоя» Ингульского мегаблока, существенно влияет на высокие значения положительных современных вертикальных движений земной коры, также способствуя разуплотнению ее верхних горизонтов.

Детальный анализ рисунка изолинии скоростей современных вертикальных движений земной коры + 6 мм/год (рис. 1) и, в частности, в ее восточном замыкании, почти параллельном простиранию Криворожско-Кременчугского глубинного разлома, показал наличие пространственной связи между этой изолинией и железорудной формацией, развитой в узкой (1,5-4,0 км) субмеридиональной полосе восточнее указанного разлома.



Рис. 1. Природно-техногенные факторы гибридной аномальности современной геодинамики Ингульского мегаблока. Породные комплексы Ингульского мегаблока: 1а – граниты рапакиви и 1б – габбро-анортозиты Корсунь-Новомиргородского плутона; 2 – граниты новогранитоиды:3 – кировоградскоукраинские; житомирского комплекса (названия крупных массивов обозначены цифрами в квадратах: 1 – Чигиринский; 2-Кировоградско-Бобринецкий; 3 – Вознесенский; 4 – Долинский); 4 – Мироновско-Тальновской зоны; 5 – Западно-Ингулецкой и восточного ответвления Одесско-Белоцерковской зон; 6-гнейс-мигматитовые образования ингулоингулец-кой и бугской серий. 7 – глубинные разломы, ограничивающие Ингульский мегаблок (названия иифрами в кружках: 1 – Бугско-Ми-роновский; 2-Криворожско-Кременчугский. 8 *ураново*рудные районы: 1 – Смолинский; 2 – Новоконстантиновский; 3 – Новоукраинский; 4 – Кировоградский. 9 _ железорудные карьеры горнообогатительных комбинатов (показаны внемаситабно): 1 – Северного; 2 – Центрального; 3 – Южного; 4 – Новокриворожского; 5 – Ингулецкого; 6 – Полтавского. Населенные пункты обозначены пунсонами и буквами: С – Смела; Кр – Кременчуг; 3 – Знаменка; К – Кировоград; П – Первомайск; Д–Долинская; КР–Кривой Рог; Н–Николаев

Такая ситуация, притом, что плотностные значения железорудных пород криворожской серии в 1,5-1,7 раз выше плотности пород «рамы», входит как бы в противоречие с природными факторами, охарактеризованными выше. Однако, приняв во внимание объемы и массу добытой за почти столетнюю историю эксплуатации железорудных (а позже и урановых) месторождений Крив-басса и Желтых Вод (на 1973 г. ~ 12 млрд. т.) сырой руды, можно заключить о наличии также техногенного фактора в аномальности скоростей современных вертикальных движений в восточной части Ингульского мегаблока. Не исключено, что тенденция эта будет возрастать, по мере углубления действующих шести крупных карьеров горно-обогатительных комбинатов и создания новых. На сегодня глубины карьеров Северного, Южного и Ингулецкого горно-обогатительных комбинатов достигают почти 400 м при утвержденных проектных – 600 м.

Таким образом, установленные инструментальными наблюдениями, аномальные для УЩ, высокие скорости современных вертикальных движений земной коры Ингульского мегаблока, имеют гибридную природу. В основном, они обусловлены особенностями петрологии кристаллических пород и сосредоточением в пределах мегаблока больших запасов урановых руд, обеспечивающих относительно высокие значения теплогенерации. Техногенная составляющая указанной гибридности состоит в существенном по массе уменьшении статических нагрузок в приповерхностном горизонте земной коры в весьма узкой полосе развития железорудной формации Кривбасса и Левобережных магнитных аномалий.



Рис. 2. Графики усредненного радиогенного тепловыделения в вертикальных разрезах крупных геоструктур центральной части УЩ [7]. 1 – Ингульский мегаблок; 2 – Одесско-Белоцерковская шовная зона; 3 – Подольский мегаблок

Таблица 1

	Гене	рация тепла, <i>п</i> ·10 ⁻⁶ Вт	T/M^3
FARTNULTUDI I VICDAHUCKAFA HUITA	В приповерхностном	В нижележащем	В «активном»
теоструктуры экраинского щита	слое мощностью	слое на интервале	слое мощностью
	50-150 м	200-500 м	16-25 км
Волынский мегаблок	5,98	1,12	1,12
Подольский мегаблок	3,65	1,34	1,00
Уманско-Белоцерковский мегаблок	6,55	0,72	0,48
Голованевский блок	2,72		
Ингульский мегаблок	6,78	2,20	4,05*
Западно-Ингулецкая зона	5,90		
Криворожская зона	2,16	0,76	0,71
Запорожский блок	2,42		
Орехово-Павлоградская зона	3,32	1,56	1,59
Приазовский мегаблок	2,76		

Генерация тепла в различных по мощности и глубине «слоях» кристаллических пород УЩ [7]

Примечание: * Для Ингульского мегаблока мощность активного слоя принята равной 8 км

Такая ситуация определяет необходимость периодической коррекции схем микросейсмического районирования участков, примыкающих к горнодобывающим объектам на территории Ингульского мегаблока.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Карта* современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы. Масштаб 1:2 500 000 / Под ред. Ю. А. Мещерякова. – М. : ГУГК при СМ СССР, 1973.
- 2. Денисов А. И. Изучение и построение прогнозной карты современных вертикальных движений земной коры Криворожья : Автореферат дисс. канд. техн. наук. Львов, 1988. 21 с.
- 3. *Щербак Д. Н., Пономаренко А. Н., Макаренко И. Д.* Геохронология гранитоидов Ингуло-Ингулецкого мегаблока Украинского щита // Геохимия и рудообразование. – 1995. – Вып. 21. – С. 74-88.
- 4. *Оровецкий Ю. П.* Кировоградская область глубинного магматического диапиризма // Геологический журнал. – 1983. – № 5. – С. 13-20.
- 5. *Эндогенное* оруденение древних щитов / Отв. ред. В. И. Казанский. М. : Наука, 1978. 197 с.
- 6. Семенюк Н. П. Геодинамика Новоукраинского гранитогнейсового купола Украинского щита в мезо-кайнозое // Гранитогнейсовые купола. Тезисы докладов Всесоюзного совещания. – Иркутск, 1983. – С. 81-82.
- 7. *Герасимов Ю. Г., Кутас Р. И.* Вертикальное распределение радиоэлементов в земной коре Украинского щита // Препринт ИГФМ-81. Киев, 1981. 33 с.

УДК 550.34+551.24

О ЗАВИСИМОСТИ ЭНЕРГИИ АФТЕРШОКОВ ОТ РАССТОЯНИЯ ДО ЭПИЦЕНТРА ГЛАВНОГО СОБЫТИЯ

К. Ю. Силкин¹, С. Н. Родина²

¹ Воронежский государственный университет, г. Воронеж, Россия; ² Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

В данной работе исследуется зависимость рассеяния по расстоянию значения энергии афтершоков относительно положения эпицентра вызвавшего их землетрясения. Выявлена форма этого соотношения и характер её связи с магнитудой главного толчка.

Закон Омори – наиболее известная закономерность, определяющая динамику афтершокового процесса и широко применяемая на практике [1-6]. Этот закон связывает угасание активности афтершокового процесса со временем, произошедшим с момента сильного землетрясения. Использование этой закономерности осложняется двумя ограничениями. Вопервых, «штучный» учёт афтершоков не позволяет оценить их вклада в энергетику сейсмического процесса, что отмечал ещё Рихтер [7]. Во-вторых, дискретный подход не даёт разностороннего представления о непрерывном характере развития тектоносферы.

В работе [8] предложен алгоритм и компьютерная программа для идентификации афтершоков Кыргызского Тянь-Шаня по их динамическим характеристикам в зависимости от расстояния и времени. Анализ результатов показал, что пространственно-временные характеристики распределения афтершоков подчиняются закону Омори-Хирано и описываются эллипсом рассеяния.

Статья [9] посвящена методам выделения связных событий. По данным Крымско-Черноморского каталога проанализированы афтершоковые последовательности. Изучается пространственно-временная близость к основному толчку. В качестве её меры используется метрика Дэвиса-Фрелиха. По результатам обработки массива данных выделено по три каталога основных и связных событий всех уровней пространственно-временной иерархии.

В работе [10] была изучена динамика развития афтершокового процесса в связи с излучением энергии. В результате были выявлены циклические компоненты в функции, отмечающей связь энергии афтершоков со временем, истёкшим с момента главного толчка.

Е. А. Рогожин и др. [11] проанализировал временные ряды сейсмичности в терминах суммарного скалярного сейсмического момента и обнаружил энергетический аналог закона

Омори. Для форшокового процесса, отмечено сходство с афтершоковым, т. е. возрастание активности по мере приближения к главному толчку:

$$M_0(t) = \frac{10^\sigma}{\left(1+t\right)^\sigma}.$$

Параметры σ и ρ принимают здесь для Кроноцкого землетрясения 05.12.1977 г. (M = 7,8) следующие значения: $\sigma = 17,66$, p = 2,04. Время измеряется в часах.

Дальнейшим шагом в анализе афтершокового процесса может стать его пространственная закономерность в виде эмпирической зависимости аналогичной закону Омори. Логично предположить, что по мере удаления от эпицентра главного события их энергия должна убывать. Интересным будет выявить вид и параметры этой закономерности.

Для решения этой задачи были исследованы несколько десятков сильных землетрясений ($M_w \in [5,1,7,9]$) со своими афтершоковыми последовательностями в пределах региона Алеутского архипелага, произошедшими за почти 20-летний период с 1991 по 2010 гг. На рис. 1 показаны их эпицентры с распределением по магнитудам. Большинство из них концентрируется в средней и восточной части островной дуги.



Рис. 1. Распределение эпицентров и магнитуд сильных землетрясений в пределах Алеутской островной дуги за 1991-2010 гг. Для упрощения визуализации долго́ты западного полушария показаны значениями, продолжающими порядок долгот восточного полушария (значение 190° соответствует 170° з.д., 200° – 160° и т. д.)

События для анализа были отобраны с требованием представительности набора афтершоковой последовательности (не менее 10 элементов). Энергия землетрясений, исходя из их магнитуды, определена в соответствии с формулой Гутенберга и Рихтера:

$$E = 10^{1.5M_w - 7.2}$$
 (ТДж).

Удаление от главного толчка были определены в терминах большого круга. Примеры зависимости энергии афтершоков от расстояния показаны на рис. 2.

Можно видеть, что с той или иной достоверностью, но все афтершоковые ряды демонстрируют закономерное уменьшение энергии с расстоянием. Аппроксимирующая функция имеет экспоненциальный вид:

$$E_{\rm a} = A \exp\left(-\frac{d}{B}\right),\tag{1}$$

где E_a – энергия афтершоков (в ТДж = 10^{12} Дж), *A* и *B* – эмпирические коэффициенты, *d* – расстояние по большому кругу между эпицентрами афтершока и главного толчка.



Рис. 2. Примеры зависимости энергии афтершоков от расстояния до эпицентра главного толчка. Главные события: a) – 15.05.1993, Mw = 6,9; б) – 23.04.1995, $M_w = 6,5$; в) – 22.11.2002, $M_w = 6,6$; г) – 2.11.2008, $M_w = 6,1$. По горизонтальной оси отложено расстояние в градусах большого круга, по вертикальной – энергия в ТДж

Коэффициенты А и В очевидно зависят от магнитуды первичного землетрясения. Исследуем эту зависимость. В графическом виде она показана на рис. 3.



Рис. 3. Распределение коэффициентов эмпирических зависимостей энергии афтершоков от магнитуды. По горизонтальной оси отложена магнитуда главного точка

Множитель A определяет, насколько энергично начался афтершоковый процесс, а подэкспоненциальный коэффициент B – как быстро он ослабевает с расстоянием (более высокие значения приводят к замедлению спада экспоненты). В определённой мере наблюдается зависимость обоих коэффициентов от магнитуды главного события. Причём с возрастанием магнитуды оба они тоже возрастают, хотя и по-разному. Это можно интерпретировать в том смысле, что более сильные землетрясения характеризуются более интенсивными афтершоками, которые также и медленнее ослабевают по мере удаления от эпицентра главного события.

Эмпирические законы изменения коэффициентов А и В можно сформулировать следующим образом:

$$A(M_w) \approx 8,59 \cdot 10^{-3} \exp(0,56M_w),$$

$$B(M_w) \approx 3,38 \cdot 10^{-4} \exp(1,08M_w).$$
(2)

К сожалению, такой простой подход трудно считать удовлетворительным, т. к. построенные тренды характеризуются низкими значениями коэффициента детерминации R^2 (особенно у коэффициента A): $R_A^2 \approx 0,04$, $R_B^2 \approx 0,26$. Для преодоления этой проблемы была предпринята попытка разделить весь массив данных на отдельные кластеры, чтобы искать более надёжные аппроксимирующие функции уже в пределах каждого из них. Результат такой кластеризации показан на рис. 4.

Облако точек значений множителя A явно распадается на три неравных кластера (рис. 4, a). Два из них (A1 и A2), наиболее многочисленные (56 % и 39 % от общего числа данных, соответственно), можно аппроксимировать с помощью экспоненциальных трендов с высокими коэффициентами детерминации R^2 .

Найти чёткое объяснение такому разделению трендов пока не удалось. По крайней мере, с глубиной гипоцентра, размером очага и пространственным положением эпицентров непосредственная корреляция обнаружена не была.

В связи с этим усреднённый тренд следующего вида можно применить в дальнейшем для не самых сильных землетрясений ($M_w < 7,5$):

$$A(M_w) \approx 4,25 \cdot 10^{-9} \exp(2,95M_w).$$
 (3)

Особняком стоит кластер А3, соответствующий двум крупнейшим землетрясениям с магнитудой 7,8 и 7,9. Очевидно, что ни на один из трендов А1 или А2 они не ложатся, но в связи со своей малочисленностью своего тренда не сформировали.



Рис. 4. Кластеризация распределения коэффициентов эмпирических зависимостей энергии афтершоков от магнитуды. По горизонтальной оси – магнитуда главного точка

Аналогичная ситуация и с подэкспоненциальным коэффициентом B (рис. 4, δ). Также выделяется три неравных по объёму кластера. Кластеры B1 и B2 (73 % и 19 % всех данных, соответственно) сходным образом могут быть аппроксимированы экспоненциальными трендами. Как и в случае с коэффициентом A, простой интерпретации кластеров B1 и B2 сформулировать пока не удалось. Усреднённый тренд имеет вид:

$$B(M_w) \approx 2,24 \cdot 10^{-2} \exp(0,464M_w).$$
 (4)

Таблица 1

Третий кластер В3 содержит три точки, которым соответствуют всё те же сильнейшие события и примкнувшее к ним одно более слабое, с магнитудой 6,6. Интересно отметить, что все три землетрясения, попавшие в кластер В3, произошли, хоть и в разное время, но в одном сегменте Алеутской дуги, а их эпицентры лежат почти на одной прямой и на одинаковом расстоянии друг от друга (рис. 5).

Процентное соотношение комбинаций кластеров

0/		Α		
9	0	1	2	3
	1	30	43	
В	2	8	11	
	3			8

По-видимому, обособленность кластера ВЗ (как, впрочем, и АЗ) – явление хотя и длительно протекающее, но локальное.

Кластеры коэффициентов *A* и *B* между собой взаимно пересекаются довольно сильно. В таблице 1 приведены соотношения количества событий, характеризующихся теми или иными сочетаниями вариантов трендов для коэффициентов *A* и *B*, относительно общего числа данных. Следовательно, кластеры A1 и B1, A2 и B2 нельзя считать тождественными даже приблизительно.



Рис. 5. Пространственное положение эпицентров землетрясений кластера ВЗ

Единственная попытка выявить какую-то закономерность в появлении тех или иных трендов в эмпирической зависимости энергии афтершоков от магнитуды, что увенчалась успехом, – это поиск неявных периодичностей в этих данных. Об этом рассказано в другой нашей статье, опубликованном в данном сборнике.

В итоге можно констатировать, что задача поиска зависимости энергии афтершоков от расстояния до эпицентра главного события была решена в общих чертах. Были выявлены следующие закономерности:

- Зависимость энергии афтершоков от расстояния имеет экспоненциальную форму, определяемую эмпирическим соотношением (1).
- Коэффициенты А и В в выражении (1) в общем виде так же задаются экспоненциальными зависимостями (2).
- При более детальном подходе следует обращать внимание на то, что существует несколько групп событий, у которых соотношения для коэффициентов *A* и *B* различаются.
- Наиболее выдающаяся группа это сильнейшие землетрясения, с магнитудой, по-видимому, превышающей 7,5. В виду их малочисленности выразить что-то определённое для них в контексте подходящей именно им записи коэффициентов А и В пока не представилось возможным.
- События с магнитудой *M* < 7,5 в отношении их коэффициентов *A* и *B* неплохо аппроксимируются двумя парами экспоненциальных трендов, выделенными для кластеров A1 и B1, A2 и B2.
- Корреляция между принадлежностью событий к этим кластерам и такими характеристиками сейсмического процесса как глубина гипоцентра, размер очага и пространственное положение эпицентров пока не обнаружена.
- Усреднённые зависимости (3) и (4) могут быть использованы для менее точной оценки значений коэффициентов A и B в случае не самых сильных событий. Однако эта оценка более надёжная, чем (2).

ЛИТЕРАТУРА

1. Захаров В. С. Самоподобие структур и процессов в литосфере по результатам фрактального и динамического анализа : Дисс. докт. геол.-мин. наук : 05.00.03. Моск. гос. ун-т. – М., 2014. – 281 с. – С. 32-34.

- 2. Наймарк О. Б. Структурно-скейлинговые переходы и автомодельные закономерности развития землетрясений // Физическая мезомеханика. 2008. № 2. (дата обращения: 19.06.2016). URL: http://cyberleninka.ru/article/n/strukturno-skeylingovye-perehody-i-avtomodelnye-zakonomernosti-razvitiya-zemletryaseniy
- 3. *Люсина А. В., Смирнов В. Б.* О временной структуре афтершоковых последовательностей (на примере Аляскинского и Камчатского землетярсений) // Вулканология и сейсмология. – 1990. – № 6. – С. 45-54.
- 4. *Родкин М. В.* О режиме сейсмической активизации в обобщенной окрестности сильного землетрясения // Физическая мезомеханика. 2008. № 1. Т. 11. С. 74-79.
- 5. Ромашкова Л. Л., Кособоков В. Г. Динамика сейсмической активности до и после сильнейших землетрясений мира, 1985-2000 // Вычислительная сейсмология. 2001. Вып. 32. С. 162-189.
- 6. *Татевосян Р. Э., Аптекман Ж. Я.* Этапы развития афтершоковых последовательностей сильнейших землетрясений мира // Физика Земли. 2008. № 12. С. 3-23.
- 7. Рихтер Ч. Элементарная сейсмология. М.: Изд. Иностр. Литературы, 1963. 671 с.
- 8. *Муралиев А. М., Искандеров С. А.* О методике выделения афтершоков сильных землетрясений Тянь-Шаня // Вестник Института сейсмологии НАН КР. – 2015. – № 1 – С. 80-87.
- 9. *Щербина С. В.* Связанные события и метод их выделения // Геофизический журнал. 2001. Т. 23. № 2. С. 59-66.
- 10. *Омуралиева А., Омуралиев М.* Задача Беньофа и афтершоковые процессы землетрясений Тянь-Шаня // Вест. Инст-та сейсмологии НАН КР. 2014. № 3. С. 106-120.
- 11. Потенциальные сейсмические очаги и сейсмологические предвестники землетрясений основа реального сейсмического прогноза: к 65-летию Е. А. Рогожина / Е. А. Рогожин [и др.]; Российская акад. наук, Ин-т физики Земли им. О. Ю. Шмидта; [отв. ред. А. О. Глико]. Москва : Светоч Плюс, 2011. 367 с. С. 268.

УДК 550.34.012

ПРИМЕНЕНИЕ ВЕЙВЛЕТ-АНАЛИЗА К РЯДАМ ЭНЕРГЕТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК АФТЕРШОКОВЫХ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЕЙ

К. Ю. Силкин¹, С. Н. Родина²

¹ Воронежский государственный университет, г. Воронеж, Россия; ² Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

В другой нашей статье, опубликованной в данном сборнике, исследуется зависимость энергии афтершоков относительно положения эпицентра вызвавшего их землетрясения на примере Алеутского региона. Было проанализировано около 40 событий и сопровождающих их афтершоковых последовательностей, произошедших с 1991 по 2010 гг. Показано, что энергия афтершоков с расстоянием изменяется по экспоненциальному закону в соответствии со следующим эмпирическим соотношением:

$$E_{\rm a} = A \exp\left(-\frac{d}{B}\right),$$

где E_a – энергия афтершоков, A и B – эмпирические коэффициенты, d – расстояние в градусах по большому кругу между эпицентрами афтершока и главного толчка.

Коэффициенты A и B в этом выражении формулируются по-разному для разных групп событий. Во-первых, особо проявляют себя крупнейшие землетрясения с магнитудой M > 7,5. А среди остальных выделяется две пары кластеров (A1 и B1, A2 и B2), характеризующимися

разными формами зависимости коэффициентов *A* и *B* от магнитуды главного толчка. Кластеры коэффициентов *A* и *B* между собой взаимно пересекаются примерно поровну.

Корреляция принадлежности событий к этим кластерам с такими характеристиками сейсмического процесса как глубина гипоцентра, размер очага и пространственное положение эпицентров пока не обнаружена. Кроме крупнейших землетрясений, которые произошли в одном сегменте Алеутской дуги. Единственная закономерность в появлении тех или иных трендов в эмпирической зависимости энергии афтершоков от магнитуды, что к данному моменту обнаружена, – это выявление неявных периодичностей в этих данных.

Для этого различные сочетания вариантов трендов для коэффициентов были пронумерованы как показано в таблице 1. Результатом стал временной ряд значений комбинаций трендов (рис. 1).

Можно видеть, что за редким исключением эта последовательность ведёт себя как колебательный процесс, содержащий композицию из нескольких разнопериодных составляющих. Была поставлена задача более подробного изучения этих не вполне явных циклов. Цель этого исследования – выработка оснований для интерпретации выявленных особенностей кластеризации эмпирических коэффициентов *A* и *B*.

Обозначение комбинаций трендов № <u>А</u> 1 2 3

Таблица 1

ии выявленных особенностей кластеризации эмеских коэффициентов A и B. В связи с очевидной нестационарностью этого $B = \frac{1}{3} = \frac{1}{3}$ сса и очень малой мошностью выборки данных применение традиционного для спек

процесса и очень малой мощностью выборки данных применение традиционного для спектрального анализа преобразования Фурье будет неэффективным. Поэтому было принято решение применить вейвлет-анализ [1].



Рис. 1. Ряд значений комбинаций трендов эмпирических коэффициентов. По вертикальной оси отложены номера комбинаций трендов

Методические приёмы вейвлет-преобразования схематичны, и исследователь вырабатывает их особенности самостоятельно исходя из характеристик обрабатываемых им данных, интересуемой информации и собственных предпочтений. Это объясняется тем, что математический аппарат вейвлет-анализа и его программные реализации к настоящему времени достигли высокого уровня развития. Например, имеется большой набор материнских вейвлетов, выбор между непрерывным и дискретным преобразованиями. Разные виды вейвлетов позволяют настраивать преобразование на выделение сигналов определённой формы [2].

Непрерывное вейвлет-преобразование даёт возможность изучать тонкую структуру сигнала, но его вычисление требует больших затрат компьютерного времени. В то же время дискретное вейвлет-преобразование скрадывает некоторые второстепенные детали, но выполняется на порядок быстрее [3].

Для применения вейвлет-анализа аргументом ряда значений комбинаций трендов взят промежуток времени (в сутках), истёкший с начала 1991 года. В связи с тем, что события происходили нерегулярно, ряд проинтерполирован кубическим сплайном с шагом 10 суток. Результат интерполяции был подвергнут непрерывному вейвлет-преобразованию с помощью вейвлета Добеши 4 порядка [4]. Результат показан на рис. 2.

Вейвлетограмма – это прекрасный инструмент для выявления скрытых периодичностей в малых наборах данных. На приведённом рисунке можно видеть, что за время наблюдений неоднократно происходили циклически повторяющиеся изменения в комбинации трендов эмпирических коэффициентов.



Рис. 2. Вейвлетограмма ряда значений комбинаций трендов эмпирических коэффициентов

На рис. 3 отмечены все основные локальные максимумы вейвлетограммы. Полиномиальными трендами аппроксимированы несколько выделяющихся последовательностей. Можно видеть, что время наблюдений в исследуемой последовательности данных в течение ряда лет присутствуют 4 циклические компоненты. Как показало проведённое моделирование, в общих чертах они мало зависят от выбора типа и порядка материнского вейвлета. Эти компоненты делятся на одну короткопериодную (0,5 < T < 1), две среднепериодные (2 < T < 8) и одну длиннопериодную (4 < T < 15). Значения периоды измерены в годах.



Рис. 3. Локальные максимумы вейвлетограммы и их тренды

Общим для всех компонент является постепенный дрейф преобладающего периода в сторону уменьшения с течением лет. Следует проверить имеет ли такое поведение всех циклических компонент отношение к произошедшему 23 июня 2014 года у острова Малый Ситкин землетрясения с магнитудой M = 7,9 или это часть какой-то более общей тенденции. Предстоит продолжить изучение каталога землетрясений в более ранний и более поздний этапы.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Мала С. Вейвлеты в обработке сигналов / С. Мала. М. : Мир, 2005. 671 с.
- 2. Дьяконов В. П. Вейвлеты. От теории к практике / В. П. Дьяконов. М.: СОЛОН-Пресс, 2004. – 400 с.

- 3. Смоленцев Н. К. Основы теории вейвлетов. Вейвлеты в MatLab / Н. К. Смоленцев. М. : ДМК-Пресс, 2005. 304 с.
- 4. Добеши И. Десять лекций по вейвлетам / И. Добеши. Ижевск : Регулярная и хаотическая динамика, 2001. 464 с.

УДК 550.837.211

КАРТА СУММАРНОЙ ЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ ПРОВОДИМОСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

К. С. Слепых, Н. С. Голубцова, П. Ю. Пушкарев

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

Глубинные геоэлектрические исследования земной коры и верхней мантии дают уникальную информацию об их строении, о вещественном составе горных пород, флюидном и термальном режимах недр. Эти исследования позволили выявить в консолидированной земной коре проводящие аномалии, для объяснения природы которых привлекаются механизмы электронной проводимости (главным образом благодаря графиту) и ионной проводимости (вследствие флюидонасыщенности) [1-2]. В мантии Земли, на фоне постепенного понижения сопротивления с глубиной, во многих регионах выделяется проводящий слой, связываемый с частичным плавлением горных пород (астеносфера) [3].

Основным методом глубинной геоэлектрики является метод магнитотеллурического зондирования. Начиная с 1950-х годов, он применялся во многих районах СССР. В работах принимали участие крупнейшие научно-производственные геологические объединения, академические институты и ведущие вузы страны. Это позволило получить представление о глубинном геоэлектрическом разрезе различных территорий северной части Евразии.

Возникла необходимость обобщить накопленный опыт и систематизировать полученные результаты по электропроводности коры. В связи с этим по инициативе ведущих ученых страны и по поручению Мингео СССР в ГКНТ (Госкомитете по науке и технике) была создана рабочая программа: «Разработка модели распределения корового проводящего слоя на территории СССР по данным электромагнитных исследований». Головная организация – Геологический факультет МГУ, исполнители – ведущие вузы страны, крупнейшие научноисследовательские институты Академии наук, а также научно-производственные объединения Мингео. Работу возглавлял Редсовет карты (председатель М. Н. Бердичевский, заместители – Л. Л. Ваньян, М. С. Жданов). В Редсовет вошли представители более 30 организацийучастников. Работа планировалась на 1986-1995 гг. и должна была завершиться составлением геоэлектрических моделей земной коры Восточной Европы и Северной и Центральной Азии, карт и схем глубинного геоэлектрического районирования.

К 1991 году были собраны первичные материалы и проведен анализ собранного материала по 11 регионам (Северо-запад ВЕП, Воронежский кристаллический массив, Уральский регион, Прикаспийская впадина, Украинский щит с Прикарпатьем и Крымом, Восточно-Сибирский регион, Казахстан, Центральная часть Средней Азии, Центральная часть Тянь-Шаня, Камчатка, Сахалин). Однако после распада СССР работа над картой коровой электропроводности была свернута из-за отсутствия ассигнований. Ее удалось возобновить лишь в 1993 году в ограниченном объёме благодаря финансовой поддержке НПГП «Нефтегеофизика». К 1995 году на Геологическом факультете МГУ под руководством М.Н. Бердичевского был составлен макет карты глубинной электропроводности России и сопредельных территорий и создана пояснительная записка к макету карты, составленная авторами фрагментов карты. В настоящее время нами разрабатывается геоинформационная система, включающая карту проводимости консолидированной земной коры Северной Евразии [4]. Помимо материалов, полученных в СССР [5], в систему вводятся результаты более поздних работ, в основном выполненных на геотраверсах и отдельных площадях, в том числе в слабо изученных ранее регионах Сибири, на Дальнем Востоке и Северо-Востоке России.

Карта собирается из фрагментов, которые были составлены по индивидуальным объектам в ходе региональных или поисково-разведочных изысканий. Почти все операции по созданию карты, разного рода интерполяции, оцифровка (векторизация) растровых карт проводились с помощью пакета программ ArcGIS, в рамках создания геоинформационной системы. Возможности ArcGIS позволяют создать послойную систему карт с возможностью отображать информацию в любой из координатных систем, таким образом производить сравнение данных по площади становиться гораздо проще.

Векторизация бумажных карт проводилась в комплексе программ ArcGIS. Первым шагом была привязка каждой из карт по координатам, это дает возможность трансформировать и отображать карту в любой системе координат. Для максимально точного переноса информации были оцифрованы сами изолинии, каждой из них было вручную присвоено значение.

Такая операция возможна в модуле ArcScan, он может работать только с двухцветными растрами. Если карта цветная, то используется один из слоев RGB (Red/Green/Blue). Эти слои двухцветны и отображают насыщенность своего цвета в разных областях изображения. Необходимо перевести изображение в состояние черный/белый, т. е. присвоить каждому тону и полутону серого один из двух цветов; эта операция производится автоматически, вручную настраивается только уровень границы перехода от черного к белому. Для процесса векторизации необходимы непрерывные или имеющие короткие разрывы линии, черные на белом фоне или белые на черном фоне. После подготовки растра в модуле ArcCatalog создается файл (Shapefile) для хранения векторизованных линий (Polyline). С помощью операции Vectorization Trace в полуавтоматическом режиме создаются изолинии по изображению карты. Каждая новая линия записывается в Shapefile с присвоением вручную значения суммарной продольной проводимости.

Создание поверхности выполнено с помощью операции Spline (ArcToolbox – Spatial Analyst Tools – Interpolation), она позволяет создать гладкую поверхность физического параметра. Такая операция работает только с точечными данными, поэтому изолинии (Lines) были экспортированы в точечный формат. Для полученного грида была выполнена привязка к системе координат, соответствующей исходной карте.

В случае если имелось несколько (больше одной) карт по одной и той же территории, предпочтение отдавалось в первую очередь более подробным картам, во вторую – более поздним данным. Если между двумя картами пространство без данных было сравнительно малым (относительно масштаба и размера объектов), то проводилась интерполяция по свободной области, с целью получения наиболее целостной картины.

Для Европейской части России был создан вариант карты с использованием карт [6], составленных по двум слоям: 1) карта суммарной продольной проводимости осадочного чехла и верхней части консолидированной земной коры; 2) карта суммарной продольной проводимости глубоких горизонтов консолидированной земной коры [6]. Для получения информации непосредственно о слое консолидированной земной коры (которая входит в обе карты) была произведена подробная оцифровка обеих карт, полученные гриды просуммированы, таким образом была получена карта проводимости, включающая в себя информацию и о глубинном строении, и об осадочном чехле. Для исключения влияния осадочных отложений была использована карта суммарной продольной проводимости осадочного чехла Европейской части России и сопредельных территорий [7]. Карта также была оцифрована, полученный грид был вычтен из суммы двух предыдущих.

Полученная карта неоднородна, с разной степенью точности в зависимости от региона, но, несмотря на это, она дает информацию о положении коровых проводников, на осно-

вании которой можно сделать выводы об их природе. Структура электронной версии карты такова, что не составляет сложности карту дополнить или внести уточнения. В дальнейшем планируется добавлять и информацию по новым районам и детализировать уже имеющуюся информацию на основании новых данных.

Работа на первом этапе велась при поддержке РФФИ, проект 11-05-00496.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Жамалетдинов А. А.* Графит в земной коре и аномалии электропроводности // Физика Земли. 1996. № 4. С. 12-29.
- 2. Ваньян Л. Л., Хайдман Р. Д. О природе электропроводности консолидированной коры // Физика Земли. 1996. № 4. С. 5-11.
- 3. *Adam A*. Relation of mantle conductivity to physical conditions in the asthenosphere // Geo-physical Surveys. 1980. № 4. P. 43-55.
- 4. *Golubtsova N., Pushkarev P., Slepykh K.* Creation of crustal conductivity anomaly map of Northern Eurasia. Abstracts of the 12-th Scientific Assembly if the International Association of Geomagnetism and Aeronomy. Mexico, Merida, 2013. P. 109.
- 5. Голубцова Н. С., Пушкарев П. Ю. Обзор материалов для построения карты аномалий электропроводности консолидированной земной коры Северной Евразии // Геологическая среда, минерагенические и сейсмотектонические процессы : Материалы XVIII Международной научно-практической конференции. Воронеж, 2012.
- 6. Фельдман И. С., Окулесский Б. А., Сараев Ю. А. Карты геоэлектрических параметров (Электронный ресурс). 2003, http://emgeo.ru/art/105/.
- 7. Шейнкман А. Л., Нарский Н. В. Карта суммарной электропроводности осадочного чехла территории России : Материалы IV Всероссийской школы-семинара по электромагнитным зондированиям Земли. М. : ИФЗ РАН, 2009. С. 45-46.

УДК 550.837.211

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ СЕВЕРНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ ПО МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИМ И ГРАВИМАГНИТНЫМ ДАННЫМ

Е. Ю. Соколова¹, Н. С. Голубцова², М.В. Коснырева³, М. В. Минц⁴, П. Ю. Пушкарев², Я. В. Таран², А. Г. Яковлев^{2,5}

¹ Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия; ² Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, г. Москва, Россия; ³ Воронежский государственный университет, г. Воронеж, Россия; ⁴ Геологический институт РАН, г. Москва, Россия; ⁵ ООО «Северо-Запад», г. Москва, Россия

Ладожская коровая аномалия электропроводности была выявлена в конце 1970-х годов в результате применявшегося тогда метода магнитовариационного профилирования (МВП) [1] и затем исследована с помощью магнитотеллурических зондирований (МТЗ) [2]. В последние годы возросли возможности измерительной аппаратуры и методов обработки, анализа и интерпретации МТ данных, что позволило вернуться к задаче изучения Ладожской аномалии на новом уровне.

Аномалия располагается на юго-востоке Балтийского щита. По результатам выполненных ранее исследований, предполагалось, что она является протяжённой проводящей зоной северо-западного простирания, которая «выныривает» из-под осадочного чехла Русской плиты, проходит под Ладожским озером и далее вглубь территории Финляндии вдоль Ладого-Ботнической зоны. Сопоставление с тектоническими схемами позволило предположить, что аномалия маркирует границу архейского Карельского блока Балтийского щита, расположенного к северо-востоку, и раннепротерозойского Свекофенского блока, находящегося на югозападе [3]. Высокая проводимость аномалии, скорее всего, в основном обусловлена электронопроводящими минералами (графит, сульфиды), наличие которых в регионе известно [4].

В 2013 г. начался новый этап изучения Ладожской аномалии. На профиле «Выборг-Суоярви» северо-восточного простирания и длиной около 200 км, проходящем вкрест аномалии между Ладожским озером и территорией Финляндии, нами были выполнены МТЗ [5-6]. В 43 точках проведены суточные измерения с приборами МТU-5 и индукционными датчиками (Phoenix Geophysics, Канада), в 8 опорных точках – трёхсуточные измерения со станциями LEMI-417M и феррозондовыми магнитометрами (ЛЦ ИКИ НАНУ и НКАУ, Украина).

Обработка данных проводилась в синхронном режиме, позволяющем подавить влияние локальных источников промышленных помех вблизи точек наблюдения. Синхронные записи были выполнены в базовых точках к западу от Ладожского озера в пункте непрерывных геомагнитных наблюдений СПбФ ИЗМИРАН «Красное» (2013 г.), а также в одной из рядовых точек к востоку от озера (2014 г.). При обработке низкочастотных данных использовались записи финских обсерваторий Нурмиярви и Меккриярви.

Анализ МТ данных показал, что преимущественное простирание геоэлектрических структур – северо-западное, при этом профиль ориентирован на северо-восток по азимуту примерно 45 градусов. Таким образом, 2D инверсия данных допустима, несмотря на присутствие локальных 3D эффектов.

На разрезах по результатам сглаживающих 1D инверсии эффективного импеданса по программе Occam1D [7] и 2D инверсии поперечного импеданса, продольного импеданса и типпера по программе REBOCC [8] земная кора характеризуется низким сопротивлением на большей части профиля, за исключением северо-восточной части, примерно от 180 км профиля, и центрального участка (верхняя кора Лахденпохского блока, 90-120 км профиля). Наиболее низкоомная область коры отвечает участку профиля между 50 и 90 км, далее по профилю сопротивление повышается, а между 120 и 180 км несколько понижается вновь.

Для построения детальной геоэлектрической модели по профилю «Выборг-Суоярви» использовалась программа двумерной инверсии магнитотеллурических и магнитовариационных данных И.М. Варенцова [9]. Полученный детальный разрез коровой электропроводности интерпретировался в тектонических терминах в рамках концепции [10]. Результаты интерпретации коррелировались с геоэлектрическими и сейсмо-тектоническими представлениями о строении земной коры на сопредельных частях щита на территории Финляндии и подкреплялись имеющимися и вновь полученными сведениями о потенциальных полях по области Северного Приладожья (по региональной объемной плотностной модели ЮВ Балтийского щита [11] и новым результатам инверсии данных магнитной съемки 1:200 000 масштаба).

Аномальные значения сопротивления земной коры на построенных нами разрезах достигают, по меньшей мере, единиц Ом*м, что говорит о наличии электронопроводящих минералов, но не исключено и присутствие воды. Минерализация и флюидизация могут быть связаны с глубинными листрическими разломами-надвигами, ЮЗ падения, известными в аномальной зоне.

Показано, что Ладожская аномалия довольно чётко делится на две части, наиболее интенсивная и глубинная связана с графит-содержащими высокометаморфизованными комплексами Южно-Финляндского гранулито-гнейсового пояса, вторая менее яркая, среднекоровая – с метаосадками Раахе-Ладожской зоны на окраине Карельского кратона, которому отвечают высокие сопротивления.

Авторы благодарны сотрудникам ООО «Северо-Запад», КарНЦ РАН и КолНЦ РАН, принимавшим участие в полевых наблюдениях и обработке данных, коллегам из СПбГУ и ИГ НАНУ – первооткрывателям Ладожской аномалии, продолжающим активно участвовать

в интерпретации МТ данных и обсуждении ее результатов, а также коллегам из СПбФ ИЗ-МИРАН и финских обсерваторий, которые помогли получить дополнительные данные в удаленных базовых пунктах.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проекты 13-05-00786, 15-05-01214, 16-05-00543.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Рокитянский И. И., Кулик С. Н., Рокитянская Д. А. Ладожская аномалия электропроводности // Геофизический журнал. – 1981. – № 3. – С. 97-99.
- 2. *Ковтун А. А., Вагин С. А., Варданянц И. Л.* Строение коры и мантии по профилю Суоярви-Выборг по магнитотеллурическим данным //. Вестник СПбГУ. Серия 4. – 1998. – Вып. 4. – С. 25-34.
- 3. *Жамалетдинов А. А., Кулик С. Н.* Крупнейшие аномалии электропроводности мира // Геофизический журнал. – 2012. – Т. 34. – № 4. – С. 22-39.
- Минц М. В. и др. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы. Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и Татсейс. – Москва : ГЕОКАРТ, 2010. – Т. 1. – 408 с. – Т. 2. – 400 с.
- 5. Голубцова Н. С., Вагин С. А., Варданянц И. Л., Ковтун А. А., Куликов В. А., Ковачикова С., Лозовский И. Н., Пушкарев П. Ю., Смирнов М. Ю., Соколова Е. Ю., Таран Я. В., Успенский Н. И., Шустов Н. Л., Яковлев А. Г. Новые магнитотеллурические зондирования на профиле «Выборг-Суоярви» через Ладожскую аномалию электропроводности : Материалы VII Всероссийской школы-семинара им. М. Н. Бердичевского и Л. Л. Ваньяна по электромагнитным зондированиям Земли. Иркутск : ИРНИТУ, 2015.
- 6. Соколова Е. Ю., Голубцова Н. С., Ковтун А. А., Куликов В. А, Лозовский И. Н., Пушкарев П. Ю., Рокитянский И. И., Таран Я. В., Яковлев А. Г. Результаты синхронных магнитотеллурических и магнитовариационных зондирований в районе Ладожской аномалии электропроводности // Геофизика. – 2016. – № 1. – С. 48-61.
- Constable S. C., Parker R. L., Constable C. G. Occam's inversion: a practical algorithm for gene-rating smooth models from electromagnetic sounding data // Geophysics. 1987. Vol. 52. № 3. P. 289-300.
- 8. *Siripunvaraporn W., Egbert G.* An efficient data-subspace inversion method for 2-D magnetotelluric data // Geophysics. 2000. Vol. 65. № 3. P. 791-803.
- 9. Варенцов И.М. Общий подход к решению обратных задач магнитотеллурики в кусочно-непрерывных средах. Физика Земли. 2002. № 11. С. 11–33.
- 10. *Mints M.V., Dokukina K.A., Konilov A.N. et al.* East European Craton: Early Precambrian history and 3D model s of deep cr ust al str ucture. Geol. Soc. Of Amer., Special Paper. 2015. V. 510. 433 p.
- 11. Glaznev V.N., Mints M.V., Muravina O.M., Raevsky A.B.,Osipenko L.G. Complex geological-geophysical 3D model of the crust in the southeastern Fennoscandian Shield: Nature of density layering of the crust and the crust-mantle boundary. Geodynamics & Tectonophysics. 2015. V. 6. № 2. P. 133–170.

СЕЙСМИЧЕСКИЙ ШУМ НА ЛОКАЛЬНЫХ УЧАСТКАХ ЮГО-ВОСТОКА ФЕННОСКАНДИИ И ЕГО ЗАВИСИМОСТЬ ОТ МЕТЕОУСЛОВИЙ

В. Г. Спунгин

Институт динамики геосфер РАН, г. Москва, Россия

Сейсмический шум формируется многочисленными источниками эндогенного и экзогенного, естественного и антропогенного генезиса. Его характеристики широко используются при изучении геодинамики и строения геологической среды, поисках полезных ископаемых и определяют минимальную амплитуду сейсмического сигнала, выделяемого на записях сейсмических колебаний. С 90-х годов прошлого века автор проводит наблюдения микросейсмической эмиссии на локальных участках юго-востока Фенноскандии [1]. Регистрация выполняется с мобильной локальной сетью из 3-4 сейсмопунктов, установленных на коренных кристаллических породах. В качестве датчиков используются сейсмоприемники СМ-3КВ и СМ3КВЭ с коэффициентом преобразования сейсмического канала ~ $4 \cdot 10^5$ В/м/с в полосе 0.5-40 Гц. Наблюдения длительностью от 2-х до 17-ти суток проведены на 14 участках, рис. 1. В данной работе приводятся характеристики сейсмического шума на некоторых из этих участков, и зависпектрального состава симость шума от метеоусловий.

Оценки спектральной мощности сейсмического шума, рис. 2,



Рис. 1. Схема расположения участков наблюдения микросейсмической эмиссии

выполнены для семи участков, где наблюдения проводились с идентичными комплектами измерительной аппаратуры. Каждый график представляет собой осредненную кривую спектральной мощности шума по 100 его реализациям длительностью 10,8 с, выбранных случайным образом в пределах периода регистрации продолжительностью 30 минут в ночное безветренное время. Общий интервал изменений мощности сейсмического шума, в пределах рабочего диапазона используемых сейсмоприемников, составляет около 10 порядков. Отличия в уровнях шума между отдельными участками достигают полутора порядков.

Наименьшими уровнями спектральной мощности шума отличаются участки Паанаярви и Заонежский, где на частоте 1 Гц его мощность составляет около 0,1 нм²/Гц, на частоте 10 Γ ц – 4·10⁻⁶ нм²/ Γ ц, и на частоте 40 Γ ц падает до 4·10⁻⁸ нм²/Гц. Весьма низкий уровень шума зарегистрирован также на участке Поньгома, где лишь в пределах некоторых диапазонов частот уровень шума в полтора – два раза выше, чем на предыдущих участках. На этих трех участках спектральный состав шума практически идентичен спектру шума на региональной малоапертурной группе NORESS в Норвегии, где на частоте 1 Гц уровень шума колеблется от 1 до 10 нм²/Гц; на частоте 10 Гц составляет около 10⁻⁵ нм²/Гц и на частоте 40 Гц 10⁻⁸ нм²/Гц [2].

Наиболее высокая мощность сейсмического шума наблюдалась на участках Пещеры Иностранцева и Вуокса, где почти по всему частотному диапазону его уровень до полутора – двух порядков превышал уровень шума на участках Паанаярви и Заонежский. На участках Калевала и Кургуба уровни шума занимают промежуточное положение. При этом на одних интервалах частот они при-



Рис. 2. Графики осредненных за период 30 минут спектров мощности сейсмического шума для участков наблюдений на юго-востоке Фенноскандинавского щита

ближались к уровню участков с наиболее низкими значениями шума, на других – к участкам с наиболее высоким его уровнем.

По-видимому, различные уровни спектральной мощности шума обусловлены здесь геодинамикой геологической среды, блоковым строением и свойствами горных пород, определяющими их эндогенное сейсмическое излучение, что уже отмечалось, например, для Воронежского кристаллического массива [3]. На участках Паанаярви и Заонежский, где наиболее низкие уровни шума, распространены вулканогенные образования: кислые (кварцевые порфиры) на Паанаярви, и основные (диабазы и габбро-диабазы) на Заонежском. Участки Пещеры Иностранцева и Вуокса, где уровень шума наиболее высок, сложены гранитами и расположены вблизи крупной региональной Вуоксинской зоны разломов, состоящей из нескольких ветвей СЗ простирания общей протяженностью около 70 км. Возможно также, что высокий шум вызван здесь техногенными источниками – работой горнодобывающего оборудования на семи карьерах ЗАО «Каменногорское карьероуправление», расположенных на расстоянии от 2 до 10 км от этих участков.

Практически на всех участках отмечаются спектральные пики, обусловленные виброизлучением мощных электрических машин (турбин ТЭЦ, АЭС и др.), и регистрируемые в области промышленной частоты 50 Гц и кратных ей (f = 50/k, где k = 1, 2, 3, ...n). Известно, что излучение этих машин может регистрироваться на удалении до сотен км [4]. Однако, на исследованных участках их амплитуда в области частот 25,0; 16,6 и 12,5 Гц относительно невелика и приблизительно одинакова. Кроме того, на участках Пещеры Иностранцева, Вуокса, и в меньшей степени на участке Кургуба, наблюдается большое количество других спектральных пиков с амплитудой, до порядка превышающей средний уровень мощности шума в области этих частот. В частности, на частотах: 2,8; 4,0; 6,5; 8,8; 10,5; 13,4; 14,1; 14,5; 16,2; 17,5; 22,8 и 23,8 Гц, что может быть связано и с упомянутыми выше техногенными источниками. Анализ влияния метеоусловий на результаты сейсмической регистрации (рис. 3-5) показывает, что уровень метеопомех сравнительно невелик и наблюдается лишь в ограниченных и относительно небольших частотных диапазонах. На рис. 3 приведены графики средних (за период 30-минутной регистрации) значений квадрата скорости сейсмических колебаний на участке Поньгома, по трем составляющим в период с 05 по 19 августа 2011 года. При частоте опроса 200 Гц одно значение на графике равно среднему из 360000 значений квадрата скорости сейсмических колебаний, зарегистрированных в течение 30 минут. Это значение является усредненной величиной сейсмических колебаний от эндогенных и экзогенных шумов, а также сигналов естественного и техногенного происхождения, в том числе – промышленных взрывов, землетрясений, авто- и железнодорожного транспорта.



Рис. 3. Графики средних, за период 30 минут, значений квадрата скорости сейсмических колебаний, зарегистрированных по трем составляющим на участке Поньгома в 2011 г. с 05 по 19 августа



Рис. 4. Графики изменения атмосферного давления, скорости ветра и температуры воздуха вблизи земной поверхности на участке Поньгома в период с 05 по 19 августа 2011 г.



Рис. 5. Графики осредненных за период 30 минут спектров мощности сейсмических колебаний на участке Поньгома в периоды с 01:30 09.08.11; 14:50 13.08.11 и 11:20 15.08.11 GMT

Длительность интенсивных сигналов-помех как естественного, так и техногенного происхождения обычно невелика. На графиках рис. 3 с ними связаны пиковые аномалии, представленные единичными значениями. Их амплитуда редко превышает двойную величину длиннопериодной компоненты графиков, которая обусловлена преимущественно естественной шумовой составляющей сейсмических колебаний, определяемой, в том числе и метеоусловиями наблюдений.

Безусловно, с метеоусловиями на графиках рис. 3 связаны две наиболее интенсивные и продолжительные по времени аномалии, по 17 и 10 часов каждая, наблюдавшиеся в периоды с 16 часов 8 августа до 9 часов 9 августа, и с 8 до 18 часов 10 августа соответственно. В течение этих периодов средний уровень сейсмических колебаний возрастал до 10 раз на горизонтальных составляющих и до 20 раз на вертикальной. В это же время зарегистрированы признаки прохождения циклона в районе данного участка: наблюдались наиболее низкие значения атмосферного давления, минимальные перепады ночных и дневных температур, характерные для пасмурной погоды, и относительно высокая (до 7 м/с) скорость ветра, рис. 4.

Известно, что при прохождении циклона усиливается волнение морских бассейнов и увеличивается, соответственно, амплитуда штормовых микросейсм. Участок Поньгома располагался на берегу Белого моря, волнение которого, очевидно и вызвало повышение среднего уровня сейсмического шума. При сопоставлении графиков атмосферного давления (рис. 4) и средних значений квадрата скорости сейсмических колебаний (рис. 3) хорошо видна обратная корреляция этих величин. Уровни средних значений сейсмических колебаний и по вертикальной и по горизонтальным составляющим наиболее велики при минимальных значениях атмосферного давления (739-745 мм. рт. ст.), наблюдавшихся в период с 08 по 11 августа. Наиболее низкие уровни сейсмических колебаний наблюдались в период с 16 часов 12 августа до 10 часов 17 августа, когда атмосферное давление было наиболее высоким и достигало 767 мм. рт. ст.

Сравнение спектрального состава сейсмических колебаний (шума) в периоды штормовой погоды (график от 09 августа на рис. 5) и наиболее высокого атмосферного давления (график от 13 августа на рис. 5) показывает, что мощность шума при прохождении циклона заметно увеличивалась лишь в диапазоне до 10 Гц. Примерно до полутора порядков в диапазоне до 3 Гц, и до полутора – двух порядков в диапазоне от 4 до 7 Гц. Далее с увеличением частоты различие уменьшалось и на частотах более 10 Гц существенных отличий в мощности шума не наблюдалось.

На графике спектра сейсмических колебаний от 15 августа на рис. 5 демонстрируется влияние на спектральный состав шума только ветровых помех. Которые наблюдались при скорости ветра до 5 м/с в период относительно высокого атмосферного давления и без штормовых волнений в бассейне Белого моря. Хорошо видно, что в области штормовых микросейсм (на частотах менее 0,5 Гц) влияния ветра не наблюдается, уровень шума здесь такой же, как и в период высокого атмосферного давления при отсутствии ветра, см. кривую от 13 августа на рис. 5. В диапазоне частот 1-2 Гц влияние ветра наиболее велико и уровень шума возрастает на порядок по сравнению с безветренной погодой. В интервале 3-8 Гц спектральная мощность шума из-за ветровых помех увеличивается лишь в 2-3 раза, а на частотах более 10 Гц помех от ветра уже не наблюдается.

Резюмируя анализ сейсмического шума на участках юго-востока Фенноскандии, отметим следующее:

- на частотах от 2 Гц и выше, на всех участках кроме Вуокса и Пещеры Иностранцева, уровень естественных шумов в безветренное ночное время не превышает 1 нм/с. При используемых нами 14-разрядном АЦП с диапазоном от –10 до 10 В и коэффициенте преобразования сейсмического канала ~ 4·10⁵ В/м/с один уровень квантования сейсмическо-го сигнала составляет ~ 3 нм/с, и в области частот выше 2 Гц в три раза превышает средний уровень регулярного сейсмического шума. То есть, в спокойное безветренное время и при отсутствии интенсивных сигналов-помех от техногенных и естественных источников сейсмических колебаний, разрешающая способность используемых нами сейсмическических каналов определяется техническими характеристиками измерительной аппаратуры и практически не зависит от уровня регулярного естественного шума.
- в штормовую и ветреную погоду уровень сейсмического шума может увеличиваться на полтора – два порядка, но лишь на частотах до 10 Гц. Для сигналов более высокой частоты чувствительность используемых каналов при этом не ухудшается.

Кроме того, опыт наших наблюдений показывает, что суммарная длительность интенсивных сигналов-помех техногенного и антропогенного происхождения, в течение которых выделение сигналов микросейсмических событий становилось практически невозможным, на большинстве участков обычно не превышала 1-2 % от общей длительности регистрации. И лишь на участках, расположенных сравнительно близко к автодорогам и железнодорожным магистралям (Пещеры Иностранцева, Поньгома и Щелейки), длительность периодов невозможного выделения сигналов микросейсмических событий достигала в дневное время 5-10 % от общего времени регистрации.

ЛИТЕРАТУРА

- Спунгин В. Г. Микросейсмические исследования современной активности локальных участков среды и зон разрывных нарушений Восточно-Европейской платформы. Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Евро-пейской платформы. Кн. 2. Микросейсмичность / Под ред. Н. В. Шарова, А. А. Маловичко, Ю. К. Щукина. – Петрозаводск : Кар. НЦ РАН, 2007. – С. 81-90.
- 2. Bungum H., Mykkeltveit S., Kvaerna T. Seismic noise in Fennoscandia, with emphasis on high frequencies // BSSA. 1985. Vol. 75. № 6. P. 1489-1513.
- 3. Надежка Л. И., Орлов Р. А., Пивоваров С. П., Сафронич И. Н., Ефременко М. А. О связи параметров сейсмического шума с геологическими и геодинамическими особенностями Воронежского кристаллического массива // Вестник Воронеж. ун-та. Серия Геология. – Воронеж, 2003. – № 2. – С. 179-185.
- 4. *Яковлев А. П., Алешин В. А.* Исследование монохроматических компонент в высокочастотном сейсмическом шуме // Физика Земли. – 1994. – № 3. – С. 3-19.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ГРАНИЦА И ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ЗОНЫ ВРАНЧА

В. И. Старостенко, А. В. Кендзера, И. В. Бугаенко, А. Н. Островной, Т. А. Цветкова

Институт геофизики им. С. И. Субботина Национальной академии наук Украины, г. Киев, Украина

В настояшее время известны три сейсмоопасные зоны, характеризующиеся субвертикальной очаговой зоной: зона Вранча (Карпаты), Букараманга (Колумбия), Гиндукущ (Афганистан). Причиной их изучения является высокая сейсмоопасность, сложность глубинного строения и процессов, проходящих в ней. На сегодняшний день существуют различные мнения о глубинной структуре зоны Вранча и ее окружения. Эти представления модельные, являются попытками отразить в общем случае нелинейный процесс и не могут трактоваться как конечные.

По данным бюллетеней ISC, в сейсмогенной зоне Вранча за период 1990-2014 гг. в среднем наблюдается 1 событие в 52 часа [1-2]. Согласно [3], в зоне Вранча установлен факт смещения земной коры со скоростью около 5-6 мм/год в горизонтальном направлении и несколько мм в год в вертикальном направлении. В работе [4] отмечается, что прямые геодезические измерения регистрируют современное расширение некоторых частей Альпийско-Индонезийского подвижного пояса, в том числе и рассматриваемого региона. Эта комбинация геологических и сейсмологических данных с одной стороны, и геодезических данных с другой, заставляет авторов рассматривать расширение ряда перечисленных сегментов мобильного пояса (в том числе зона Вранча) как результат активного увеличения объема, т. е. распора толщ слоистых пород, слагающих этот пояс (и увеличения площади, занимаемой этими толщами). По мнению авторов, причина увеличения объема и связанного с ним складко- и надвиго- образования заключается, по-видимому, в привносе в слоистые породы подвижного пояса дополнительного минерального материала восходящими потоками глубинных мантийных флюидов. В работе [5] отмечается наличие доменов коры с данными, отвечающими геодинамическому типу напряженного состояния в виде горизонтального сжатия. Они включают в себя южные Динариды, зону Вранча и Альпы. Поскольку геодинамическая обстановка горизонтального сжатия, как правило, сопряжена с областями горизонтального сдвига, то можно предположить, что в исследуемом регионе напряженное состояние сжатия и растяжения близко к взаимному равновесию. Это может говорить о том, что суммарные внешние боковые усилия, воздействующие на литосферу Западной Европы и Средиземноморья, не велики. Автор предполагает, что деформационные процессы в исследуемом регионе связаны с воздействием на подошву коры со стороны мантии, а также с внутрикоровыми или внутрилитосферными процессами. Отсюда можно ожидать, что землетрясения в зоне Вранча не могут ассоциироваться только с предположениями о подвижках наклонных слоев, которые выделяются в верхней мантии, либо процессах деламинации, связанными с коллизией Восточно-Европейской платформы и ее южного окружения. На это обращается внимание в работах [3, 6].

Согласно работе [6], очаговая область зоны Вранча представляет собой субвертикальный блок литосферы, погружающийся на глубину до 180 км и более. Самые крупные очаги расположены в интервале глубин 80-160 км, занимая в плане площадь размером 30×60 км. Нашей задачей является рассмотрение глубинного строения мантии Европы и связь ее с землетрясениями зоны Вранча.

В работе [6] показано, что согласно 3-хмерной Р-скоростной модели мантии Евразии, полученной методом Тейлорового приближения, основными структурами в верхней мантии, связанными с процессами, происходящими в зоне Вранча, и оказывающими на них влияние, являются Южно-Адриатический, Черноморский и Эгейский блоки, подвижки которых могут являться триггерами для землетрясений Вранча. По скоростным характеристикам область Вранча приурочена к контактной субвертикальной области на глубине 75-300 км между высокоскоростными структурами ВЕП и низкоскоростными – ее южного окружения. Данная субвертикальная область является неустойчивой.

Решение обратных многомерных кинематических задач сейсмики методом линеаризации предполагает представление решения в виде матрицы, представляющей изменение функции скорости v(x,y,z), как по исследуемой площади, так и по глубине $z \in [0,h]$. Как правило, результаты представляются в виде горизонтальных сечений для фиксированных z с шагом h и (или) распределений с глубиной невязок скорости $\delta v(x,y,z) = v(x,y,z) - v_{ref}(z)$, где $v_{ref}(z)$ – заданная одномерная референтная модель скорости. При фиксированных x или y указанные распределения являются конечно-разностным приближениями производных по x либо y, что позволяет получить более тонкие характеристики искомой скоростной функции. Для полной характеристики градиентной скоростной среды необходимо привлечь градиент функции v(x,y,z) по глубине. Учитывая, что выделение сейсмических границ в представленных различными авторами моделях, представлено как переход от увеличения к уменьшению конечно-разностных градиентов скорости либо наоборот, понятно, что мы имеем дело с сейсмическими границами 2-го рода.

Учитывая возможности решения обратной трехмерной линеаризированной задачи сейсмики методом Тейлорового приближения [7], построим градиенты скорости по глубине $(\partial v(x, y, z)/\partial z)$. Подчеркнем, что следствием построения градиентной среды является выделение сейсмических границ II рода, определяемых при переходе от области повышения градиентов скорости к области понижения и наоборот. Используя градиенты по вертикали, построим геодинамическую границу, которая определяет границу между переходной зоной верхней мантии и зоной раздела-1 (рис. 1) и показывает раздел областей влияния плюмовой (флюидной) и плитовой тектоники. Глубины 650-700 км и более определяют возможность прохождения субдуктирующего слоя верхней мантии и её переходной зоны в среднюю и нижнюю мантию. Подъем границы от 575 км и выше определяет возможность проявления (плюмого) сверхглубинного флюидного процесса. Представленная геодинамическая граница показывает, что область Вранчи относится к контактной зоне между стабильной (650-675 км) и активизированной областями. Глубина залегания подошвы переходной зоны непосредственно под зоной Вранча определяется как 575 км, далее на север – 650-675 км, глубина залегания геодинамической границы северо-западного окружения составляет 600 – 575-550 км, южного 575-600 км, западного 625-675 км, 575-625 км – восточного.



Рис. 1. Геодинамическая граница исследуемой территории

Отсюда можно ожидать присутствие как сверхглубинных флюидных процессов для непосредственного окружения зоны Вранча и для мантии северного и южного окружения, так и наклонного высокоскоростного слоя, распространяющегося с северо-востока (мантия под ВЕП). Последнее хорошо известно. Указанная схема четко показывает распространение, связанного с глубинными процессами, слоя юго-запад – северо-восточного направления, глубиной залегания 575-550 км, заканчивающегося в мантии под Апулийской плитой. Направление хорошо известно. В работе [6] ему соответствует Южно-Адриатический блок. Рис. 1 показывает также возможность направления запад-восток согласно распространению глубин залегания ≤ 575 км вдоль севера Трансильванской впадины Интра-Карпатской плиты. Согласно этой же схеме, распространенной на мантию под ВЕП выделяется северо-восток – юго-западное направление, что соответствует плоскостям разрыва при землетрясениях зоны Вранча.

Связь землетрясений зоны Вранча с высокоскоростным наклонным слоем неоднократно обсуждалась, но учитывая приведенную выше частотность проявления землетрясений и не только (см. выше), существование наклонного слоя не может быть единственным спусковым механизмом землетрясений Вранча. Рассмотрим мантию южного и северного окружения зоны Вранча.

Скоростное строение мантии до глубины 2700 км показывает распространение низкоскоростной аномалии, начиная от глубины нижней мантии до подошвы переходной зоны в мантии под северным окончанием Мизийской плиты и Предкарпатским прогибом, южнее зоны Геттика, которая может представлять молодой Мизийский плюм [8]. Северное окружение, связывается с Закарпатским прогибом. В подобласти, определенной координатами (47°-48° с.ш. × 25°-26° в.д.) выделяется сверхглубинный флюидный процесс, определяемый мантийной колонкой. Восточное окружение сейсмогенной зоны Вранча связывается со сверхглубинными процессами мантии под Северной Добруджей [8].

В работе [9] показана роль флюидных процессов как спусковых механизмов землетрясений. Отмечается, что в этом случае частотность землетрясений, порождаемых флюидными процессами, измеряется от нескольких часов до десятков лет. Выделенные сеймические проявления сверхглубинные флюидные и плюмовые процессы мантии окружения сейсмогенной зоны Вранча могут, как триггеры, порождать указанную выше частотность землетрясений зоны Вранча.

Введение в рассмотрение градиента скоростной функции по глубине позволили выделить сейсмические границы 2-ого рода и соотнести их с глубиной залегания очагов Вранча. В таблице 1 представлены сейсмические границы II рода зоны Вранча и ее окружения. Показано, что в мантии под зоной Вранча и ее окружением в пределах до 300 км глубины выделяются следующие границы: 75 км, 100 км, 125 км, 150 км, 175-200 км, представленные в таблице 1, которые наблюдаются на различных глубинах.

Таблица 1

	1 1 1	1 10	
Глубина, км	Координаты выделяемых границ	Тектоническая область	
75, 125, 175	23,5-26,5° в.д. × 45,35° с.ш.	Южно-Карпатский разлом	
75, 175, 200	23,75-26° в.д. × 47,5°с.ш.	Восточные Карпаты, Закарпатский внут- ренний прогиб, Трансильванская впадина	
75, 150	26,5-28° в.д. × 47,5° с.ш.	Предкарпатский прогиб, склон ВЕП	
100, 225	23,5° в.д. × 44° с.ш.	Южные Карпаты, Данубская зона,	
75 175 200		предкарнатский прогио	
75, 175, 200	27,75° в.д. × 44,5-45,5° с.ш.	Мизийская плита	
125	24,5-26,5° в.д. × 44,5° с.ш.	Мизийская плита	

Сейсмические границы II рода зоны Вранча и ее окружения

На рис. 2 представлено широтное сечение 45.5° с.ш. с вынесенными сейсмическими границами 2 рода, полученными как следствие привлечения вертикальных конечно-раз-

ностных градиентов. Наиболее резкое изменение градиентов соответствует границам 75 км, 125 км, 175-200 км. Основное число землетрясений приурочено к восточному пограничью, связанному с повышением градиента скорости на глубинах 125-200 км и областями, характеризующимися понижением градиента на глубинах 75-125 км, 175-200 км и 75-175 км.



丁 области,где градиент возростает с глубиной

Рис. 2. Вертикальное сечение 45.5° с.ш. трехмерной Р-скоростной модели мантии с вынесенными сейсмическими границами 2 рода

Принимая во внимание известную закономерность, что на сейсмических границах, как на неоднородностях может происходить изменение сейсмической энергии и следствием этого изменение тектонических напряжений, можно ожидать при землетрясениях зоны Вранча появление на различных глубинах разнонаправленного сброса напряжений. Проанализированные данные показывают также, что общее количество сейсмических событий в зоне Вранча не увеличивается, по сравнению с предыдущими годами (2010-2014 гг.), но их магнитуда растет, что может свидетельствовать об увеличении активизации зоны и подготовке в ней крупных землетрясений.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Integrated* research on the intermediate-depth earthquake genesys with Vrancea zone / Editor Lucian Beshutiu. Bucuresti : Editura Vergiliu, 2009. 253 p.
- 2. *Кендзера А. В., Островной А. Н., Цветкова Т. А.* Землетрясения в зоне Вранча и мантийные сейсмические границы // Доклады НАНУ. 2015. № 9. С.74-79.
- 3. Zoran M. Integreted satellite, GPS and geophysical data for seismic hazard assessment in Vrancea area, Romania // Processing of FRINGE 2007 Workshop, 26-30 Nov., 2007. ESA SP. ISSN 1609-042X. Noordwijk. 2008. № 649. C. 292-297.
- 4. Шевченко В. И., Лукк А. А, Прилепин М. Т., Рейлинджер Р. Е. Современная геодинамика Средиземноморской-Малокавказской части Альпийско-Индонезийского подвижного пояса // Физика Земли. – 2014. – № 1. – С. 40-58.
- 5. *Ребецкой Ю. Л., Овчаренко О. О., Саввичев П. А.* Поле современных напряжений коры Юго-Западной Европы и Средиземноморья // ВЕСТНИК КРАУНЦ. НАУКИ О ЗЕМ-ЛЕ. – 2014. – Вып. 24. – № 2. – С. 68-83.
- 6. Старостенко В.И., Кендзера А. В., Цветкова Т. А., Бугаенко И. В. Промежуточные землетрясения зоны Вранча и скоростное строение мантии Восточной Европы // Геофизический журнал. – 2013. – Вып. 35. – № 3. – С. 31-45.
- 7. *Geyko V. S.* A general theory of the seismic travel-time tomography // Геофизический журнал. 2004. Vol. 26. № 2. С.3-32.
- Старостенко В. И., Бурахович Т. К.: Кушнир А. Н., Легостаева О. В., Цветкова Т. А., Шеремет Е. М., Шумлянская Л. А. Возможная природа сейсмической активности недр Преддубруджинского прогиба и Северной Добруджи // Геофизика. – 2013. – Т. 35. – № 1. – С. 61-74.

9. *Francesco* Mulargia and Andrea Bizzarri. Fluid pressure waves trigger earthquakes // Geophys. J. Int. – 2015. – Vol. 200 (3). – P. 1279-1283.

УДК 550.34(234.9)

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ СЕЙСМИЧНОСТИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО СЕГМЕНТА И ЮЖНОГО СКЛОНА ЦЕНТРАЛЬНОГО СЕГМЕНТА БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Г. А. Стогний, В. В. Стогний

Кубанский государственный университет, г. Краснодар, Россия

Территория мегаантиклинория Большого Кавказа принадлежит к Крымско-Кавказской сейсмической зоне. По характеру сейсмичности Большой Кавказ обычно делится на две либо три сейсмоактивные области [1-2]. Западная сейсмоактивная область в рамках Северо-Западного сегмента мегаантиклинория характеризуется относительно малым числом умеренных землетрясений при наличии палеосейсмологических свидетельств об очень крупных древних сейсмических событиях.

В пределах Северо-Западного сегмента Большого Кавказа следует отметить Нижнекубанское землетрясение 09.10.1879 г. (M = 5,7), Анапское землетрясение 12.07.1966 г. (M = 5,5) и Нижнекубанское землетрясение 09.11.2002 г. (M = 5).

Землетрясения с M > 6 локализованы в литосфере Центрального, Восточного и Юго-Восточного сегментов мегаантиклинория. В пределах Центрального сегмента зарегистрированы Тебердинское (1905 г., M = 6.4), Чхалтинское (1963 г., M = 6.4), Рачинское-1 (29.04.1991 г., M = 6.9), Рачинское-2 (15.06.1991 г., M = 6.2), Онийское (07.09.2009 г., M = 5.8). До 29.04.1991 г., когда произошло Рачинское землетрясение, территория южного склона Центрального сегмента мегаантиклинория считалась ассейсмичной. Так, по А. Н. Овсюченко с соавторами [3] древние сейсмические события в эпицентральной зоне Рачинского землетрясения датируются интервалом 7300-5000 лет тому назад.

На геодинамические условия формирования землетрясений Большого Кавказа имеется несколько точек зрения [1-2, 4-5]. В настоящей работе тектонические условия сейсмичности Северо-Западного сегмента и южного крыла Центрального сегмента Большого Кавказа рассматриваются в рамках геодинамической обстановки, создаваемой локальными сейсмогенерирующими структурами, обоснование которых дано по результатам интерпретации геолого-геофизических материалов и главным образом гравитационного поля.

Анализ структуры аномального гравитационного поля (редукция Буге, $\sigma = 2,67$ г/см³) проведён на площади, в тектоническом отношении отвечающей Северо-Западному и Центральному сегментам мегаантиклинория Большого Кавказа, обрамляющим его предгорным прогибам и структурам Скифской плиты на севере, а в южной части – впадине Чёрного моря и Закавказскому срединному массиву (рис. 1). В региональной составляющей гравитационного поля выделены Черноморская, Скифская и Кавказская аномальные области различающиеся, прежде всего, уровнем и характером поля.

Черноморская аномальная область в низкочастотной составляющей представлена крупным (300×600 км) гравитационным максимумом амплитудой до 200 мГал. В плане она соответствует Восточно-Черноморской впадине и Северо-Западному сегменту Большого Кавказа. Северная её гравитационная ступень, отвечающая Северо-Западному сегменту мегаантиклинория, осложнена Новороссийским, Сочинским и Гагрынским локальными максимумами (рис. 1). Скифская аномальная область в тектоническом отношении соответствует Скифской плите, фрагментарно захватывая предгорный Предкавказский прогиб. Контуры рассматриваемой территории включают северо-западную часть Кавказской аномальной области, представленную в низкочастотной составляющей крупным гравитационным минимумом амплитудой более 100 мГал.

В локальной составляющей гравитационного поля исследуемого региона обращает на себя внимание цепочка практически равных по площади максимумов Северо-Западного и южного крыла Центрального сегментов мегаантиклинория, с запада на восток: Новороссийский, Сочинский, Гагрынский, Кутаисский и Цхинвальский максимумы (рис. 1), объединённые в Анапа-Рачинскую зону. Амплитуда локальных максимумов Анапа-Рачинской гравитационной зоны до 20-25 мГал, а размеры их по длинной оси составляют в среднем 60 км.

К Новороссийскому, Сочинскому и Цхинвальскому локальным гравитационным максимумам в плане приурочены соответственно Анапский, Сочинский и Рача-Джавский сейсмоактивные районы Большого Кавказа, то есть проблемы идентификации аномалиеобразующих объектов как сейсмогенерирующих структур является актуальной. Можно отметить две точки зрения на природу гравитационных максимумов – это массивы магматических пород либо высокоплотные блоки земной коры [9].

Рассмотрим данную проблему на примере Цхинвальского локального максимума, южная часть которого в плане соответствует северному фрагменту Дзирульско-



Рис. 1. Схема гравитационного поля и эпицентров сильных землетрясений Северо-Западного и Центрального сегментов мегаантиклинория Большого Кавказа. Составлена по данным [6-8]. 1 – контур мегаантиклинория Большого Кавказа по [7]; 2 – границы аномальных областей гравитационного поля: ЧО – Черноморская, СО – Скифская, КО – Кавказская; 3 – региональные гравитационные минимумы: И – Индоло-Кубанский, Э – Эльбрусский, Х – Ахалкалакский; 4 – локальные гравитационные максимумы: Н – Новороссийский, С – Сочинский, Г – Гагрынский, К – Кутаисский, Ц – Цхинвальский

го срединного массива, сложенного протерозойскими метаморфическими породами и палеозоймезо-зойскими гранитоидами, а северная часть – Окрибо-Сачхерской зоне Большого Кавказа (рис. 2). Профиль ГСЗ Степное-Бакуриани в своей южной части пересёк Цхинвальский локальный максимум на отрезке Джава-Хашури. При интерпретации материалов ГСЗ Г. В. Краснопевцевой с соавт. [9] на отрезке Джава-Хашури в разрезе на глубине 2-3 км выделена (по интерполяции данных) граница осадочного чехла и кристаллического фундамента севернее от г. Джава до выходов кристаллических пород. В ядре мегаантиклинория с учётом геологических данных показана впадина глубиной до 10 км, выполненная юрскими отложениями.

Скоростной разрез по профилю ГСЗ Степное-Бакуриани, полученный Г. А. Павленковой [11] по результатам переинтерпретации первичных данных, существенно отличается в своей южной части от предыдущего. Так, судя по расстоянию от наиболее приподнятой части Кавказа (на скоростном разрезе не вынесены пункты привязки) на отрезке Джава-Хашури выделен высокоскоростной фрагмент верхней части земной коры (скорость продольных волн 7,1-7,3 км/с) протяжённостью по профилю до 80 км. Верхняя южная кромка его находится на глубине около 1 км, а северная опущена на 5 км, глубина нижней кромки уменьшается с 20 до 15 км в северном направлении. Г. А. Павленкова [11] высокоскоростной фрагмент интерпретирует как интрузивное тело.



Рис. 2. Схема аномального гравитационного поля южного склона Центрального сегмента Большого Кавказа. Составлена по данным [7, 8]. 1 – минимумы аномального гравитационного поля (Э – Эльбрусский, Ш – Ширакский); 2 – максимумы аномального гравитационного поля (В – Верхнетерский, К – Кутаисский, Р – Рионский, Т – Тухуринский, Ц – Цхинвальский), 3 – южная граница Центрального сегмента мегаантиклинория Большого Кавказа; 4 – Дзирульский срединный массив; 5 – эпицентры землетрясений с M > 6

При условии, что принятая нами привязка высокоскоростного фрагмента разреза ГСЗ к отрезку Джава-Хашури верна, следует отметить соответствие его Цхинвальскому локальному гравитационному максимуму. Учитывая это соответствие логично предположить, что высокоскоростной фрагмент верхней части земной коры – это Дзирульский срединный массив (блок), на большей части перекрытый чешуями южного склона Центрального сегмента (рис. 3). Скорость продольных волн 7,1-7,3 км/с отвечает нижней части земной коры, сложенной гранулитами, что позволяет предположить следующий механизм формирования блока: Дзирульский блок был выдвинут в условиях транспрессии при становлении складчатого сооружения Кавказа, аналогично блокам высокобарических гранулитов Станового орогенного пояса [12]. Сейсмогенерирующей структурой в данном случае является Дзирульский блок, а в более локальном отношении его северное ограничение – Онийский межблоковый разлом (рис. 3).

Природа Новороссийского, Сочинского и Гагрынского локальных гравитационных максимумов, осложняющих северную гравитационную ступень Черноморской аномальной области, иная. В нашей интерпретации это Анапский, Сочинский и Гагрынский высокоплотные блоки консолидированной коры северного фланга Восточно-Черноморского геоблока (рис. 3).

Анапский сейсмоактивный район приурочен к одноимённому высокоплотному блоку и узлу пересечения Западнокавказского, Керченского и Северозападного глубинных разломов. Очаги землетрясений локализованы в интервале 10-35 км. Анапский блок «вдавливается» в северо-восточном направлении в фундамент Скифской плиты.

Сочинский сейсмоактивный район контролируемый одноимённым блоком консолидированной коры в континентальной части ограничен Северозападным и Причерноморским глубинными разломами.



Рис. 3. Тектоническая схема строения верхней части консолидированной коры Северо-Западного и Центрального сегментов Большого Кавказа по анализу гравитационного поля. 1 – разломы: А – Азово-Кубанский, В – Восточночерноморский, К – Керченский, Т – Таманский, Н – Новороссийский, З – Западнокавказский, С – Северозападный, П – Причерноморский, Л – Лабинский, О – Онийский, Ц – Центральнокавказский; 2 – контуры сейсмоактивных районов Северо-Западного сегмента и южного склона Центрального сегмента: А – Анапский, С – Сочинский, Р – Рача-Джавский. Буквами обозначены высокоплотные блоки консолидированной коры: Ан – Анапский, Сч – Сочинский, Гг – Гагрынский, Дз – Дзирульский

Таким образом, анализ тектонического строения консолидированной коры и эпицентров землетрясений Северо-Западного сегмента и южного склона Центрального сегмента Большого Кавказа позволяет отметить приуроченность Рача-Джавского, Анапского и Сочинского сейсмоактивных районов к локальным объектам – высокоплотным блокам консолидированной коры и ограничивающих их межблоковым разломам.

Работа выполнена по проекту РФФИ № 16-45-230343.

ЛИТЕРАТУРА

- Уломов В. И., Данилова Т. И., Медведева Н. С., Полякова Т. П., Шумилова Л. С. К оценке сейсмической опасности на Северном Кавказе // Физика Земли. – 2007. – № 7. – С. 31-45.
- 2. *Тектоника* южного обрамления Восточно-Европейской платформы / Под ред. *В. Е. Хаина, В. И. Попкова.* – Краснодар : Кубан. гос. ун-т, 2009. – 213 с.
- 3. Овсюченко А. Н., Мараханов А. В., Ларьков А. С., Новиков С. С. Позднечетвертичные дислокации и сейсмотектоника очага Рачинского землетрясения (Большой Кавказ) // Физика Земли. 2014. № 6. С. 55-76.
- 4. *Рогожин Е. А., Богачкин Б. М.* Альпийская и новейшая тектоника района Рачинского землетрясения // Физика Земли. 1993. № 3. С. 3-11.
- 5. *Тулиани Л. И.* Сейсмичность и сейсмическая опасность: на основе термодинамических и реологических параметров литосферы. М. : Научный мир, 1999. 216 с.
- 6. Годзиковская А. А. Каталог землетрясений Кавказа. http://zeus.wdcb.ru/wdcb/sep/ caucasus/catrudat.html
- 7. *Геологическая* карта Кавказа. Масштаб 1:500 000 / Гл. редактор Д. В. Наливкин. М. : НПО «Аэрогеология», 1978.

- 8. *Гравиметрическая* карта СССР. Масштаб 1:2 500 000 / Гл. редакторы П. П. Степанов, М. А. Якушевич. М. : ВНИИ «Геофизика», 1990.
- 9. Шемпелев А. Г. Западный Кавказ по геофизическим данным // Отечественная геология. – 2004. – № 4. – С. 69-76.
- 10. *Краснопевцева Г. В., Матушкин Б. А., Шевченко В. И.* Новая интерпретация данных ГСЗ по профилю Степное-Бакуриани на Кавказе // Советская геология. 1970. № 8. С. 113-120.
- 11. 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.
- 12. Стогний Г. А., Стогний В. В. Геофизические поля восточной части Северо-Азиатского кратона. – Якутск : Сахаполиграфиздат, 2005. – 174 с.

УДК 551.248.2

СТАДИЙНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ НОВЕЙШИХ СТРУКТУР КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ИХ ВОЗРАСТА, АМПЛИТУД И СКОРОСТЕЙ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ (НА ПРИМЕРЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ПРИЛЕЖАЩЕЙ ЧАСТИ СКИФСКОЙ ПЛИТЫ)

Т. В. Суханова¹, Н. В. Макарова¹, В. М. Макеев²

¹ Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, г. Москва, Россия; ² Институт геоэкологии РАН им. Е. М. Сергеева, г. Москва, Россия

Новейший тектонический этап на Восточно-Европейской платформе (ВЕП) и Скифской плите начался в позднем олигоцене. Наиболее крупные платформенные поднятия – Воронежское, Приволжское, Донецкое, Татарский и Токмовский своды и др., а также прогибы (Окско-Донской, Камские, Волжские, Деснинский, Сеймский и многие другие) появились в рельефе и стали развиваться с этого времени, хотя некоторые из них заложились значительно раньше. Менее крупные структуры появились в рельефе в миоцене, плиоцене или четвертичном периоде. Несмотря на длительный период развития, большая часть новейших деформаций ВЕП и Скифской плиты являются мало амплитудными, редко достигающими 300 м, и поэтому не всегда отчётливо выражены в рельефе. Для их выявления и изучения применяются различные методы: геологические, структурно-геоморфологи-ческие, геохимические, геофизические, аэрокосмические, геодезические, используются данные бурения. Среди всех методов наибольшее значение имеют структурно-геоморфоло-гические методы. Особенно они используются в условиях, когда плохо сохраняются или отсутствуют олигоценнеогеновые отложения, коррелятивные новейшему этапу. Эти методы позволяют не только выделить или распознать в рельефе различные даже самые еле заметные структурные формы, но и дать их всеобъемлющую характеристику: определить морфологию, возраст, характер развития, условия формирования, а также амплитуды и скорости новейших тектонических движений за интервалы времени (или стадии) разной продолжительности. При этом основными реперами, используемыми для этих целей, являются поверхности выравнивания и террасы.

Стадийный характер развития структурных форм, их выражение в рельефе на платформенных территориях, как и в орогенах, обусловлен неравномерным (непрерывно-прерывистым по В. Е. Хаину, [1]) проявлением тектонических движений и глобальными циклическими изменениями климата. Эти процессы, действующие одновременно, определяют закономерно повторяющиеся эрозионно-аккумулятивные циклы в развитии рельефа любой территории. Цикличность в развитии рельефа ещё ранее была выявлена В. Дэвисом [1962], Ю. А. Скворцовым [1941], С. С. Шульцем [1948], Н. П. Костенко [1957], Ю. А. Мещеряковым [1963], и др., а также в наиболее общем виде представлена на Карте поверхностей выравнивания и кор выветривания СССР [1972]. Отражением цикличности являются отчетливо выраженная в рельефе ступенчатость склонов поднятий, а также соответствующая или связанная с ней последовательность накопления коррелятивных отложений во впадинах. Разновозрастные и разновысотные ступени представлены реликтами мезозойского пенеплена и более молодыми миоценовыми, плиоценовыми и четвертичными эрозионно-денудационными (чаще всего являющимися педиментами), эрозионно-аккумуля-тивными и аккумулятивными поверхностями, в том числе, речными и морскими террасами. Каждый цикл рельефообразования включает врез, в рельефе поднятий выраженный склоном, и прилежащую к его подножию поверхность выравнивания – педимент. Во впадинах цикловые врезы или долины, заполненные аллювием, обычно погребены. Врез формируется в период активизации движений и поднятия, поверхность выравнивания – в период ослабления или прекращения движений. Сносимый во впадины обломочный материал, разделяется на серии, свиты и др., отвечающие отдельным стадиям активизации и прекращения тектонических движений. Все поверхности и террасы и коррелятивные отложения используются при анализе неотектонических движений и созданных ими деформаций. Они позволяют проследить, реконструировать возникновение, расширение, последовательный рост поднятий и углубление или сокращение прогибов. Основным приёмом выделения и изучения ступеней-поверхностей является построение геолого-геоморфологических профилей, проводимых вдоль и вкрест простирания структур.

Возраст структур определяется по комплексу признаков, в основном по возрасту поверхностей, развитых на их склонах. Учитывается общее количество поверхностей, возраст пород, на которых они выработаны, перекрывающие или вложенные в них неогеновые и четвертичные отложения и корреляция с погребёнными комплексами новейших отложений. Наиболее благоприятны для определения возраста стадий южные районы ВЕП и Скифская плита, в частности, южные склоны поднятия Донбасса, где присутствуют морские и континентальные отложения практически всех возрастных стадий (рис. 1).



Рис. 1. Схема эрозионно-аккумулятивных циклов и коррелятивных отложений [2]. 1 – покровные образования (скифские глины лёссовидные суглинки с погребёнными почвам); 2 – песчаные отложения сулинской, хапровской и яновской свит неогена и четвертичных отложений; 3 – разрывные нарушения; 4 – индексы разновозрастных свит; 5-12 – сопоставительные линии денудационных, эрозионно-денудационных, эрозионно-аккумулятивных поверхностей: 5 – допозднепалеогеновой (p P₃); 6 – позднеолигоценовой (P₃); 7 – раннемиоценовой (N₁¹); 8 – средне-позднемиоценовой (N₂²⁻³); 9 – позднемиоценовой (N₁³); 10 – раннеплиоценовой (N₂¹); 11 – позднеплиоценовой (N₂²); 12 – эоплейстоцен-неоплейстоценовых (E–Q)

Здесь же в осевой части поднятия сохранились и фрагменты исходной мезозойской доорогенной поверхности выравнивания с остатками красноцветной коры выветривания, в которую врезаны более низкие и молодые ступени. На основании анализа рельефа и комплекса новейших отложений выделены следующие циклы рельефообразования, соответствующие неотектоническим стадиям: позднеолигоценовый (Pg₃) и раннемиоценовый (N₁¹), соответствующие накоплению отложений майкопской серии на юге и полтавской на севере, средне-позднемиоценовый (N₁²⁻³ сарматский), позднемиоценовый (N₁³ мэотис-понтический), плиоценовый (N₂¹⁻² киммерий-акчагыльский), эоплейстоценовый (E) и затем серия четвертичных циклов. Практически аналогичные циклы рельефообразования выделяются не только во всех других областях ВЕП, но и в орогенах – Урале, Тянь-Шане и др., что свидетельствует об одновременности проявления импульсов неотектонических движений и глобальных климатических изменений на больших пространствах.

В морфологии структур, прежде всего, учитывается крутизна крыльев (склонов), асимметричное или симметричное их строение, позволяющие вместе с геологическими данными – деформациями новейших отложений и реперных поверхностей, разрывными нарушениями, в том числе анализом трещиноватости пород, – а также линеаментов, определять направления исходящего давления или источники напряжения, под действием которых формируются структурные формы в разных районах платформы.

Суммарные амплитуды поднятий в общем случае отвечают разности абсолютной высоты современного положения реперных поверхностей (мезозойского пенеплена на Воронежском, Донецком и др. поднятиях, подошвы коррелятивных началу новейшего этапа позднеолигоцен-раннемиоценовых полтавской, майкопской и др. серий или свит в разных районах), и их высоты до формирования (часто соответствующей нулевой отметке), или современной абс. высоте с учетом денудационного среза. Наибольшие амплитуды тектонических движений для Восточно-Европейской платформы составляют 300-350 м (поднятия Приволжское, Донецкое, Токмовское и др.), хотя некоторые исследователи увеличивают эти цифры почти в два раза, с нашей точки зрения, необоснованно за счёт прибавления огромной для платформы величины денудационного среза.

Выделенные поверхности выравнивания различного генезиса позволяют перейти к оценке амплитуд новейших тектонических движений. Для многих поднятий ВЕП определены глубины цикловых врезов за весь неотектонический этап и для разных его стадий, и на их основании рассчитаны амплитуды поднятий и скорости движений. Амплитуды стадийных поднятий, в общем случае, условно прямо пропорциональны глубинам врезов за эти стадии и рассчитываются по формуле A : D = a : d, где A – амплитуда поднятия за время появления структуры в рельефе, D – величина всего вреза за это время, a – амплитуда за определяемую стадию, d – величина вреза за эту стадию [3]. Для самых крупных поднятий ВЕП, развивающихся с начала новейшего этапа, амплитуды поднятий за четвертичное время являются наибольшими. При определении средних скоростей движения в отдельные стадии продолжительность последних в абсолютных цифрах соответствовала данным Общей стратиграфической шкалы [4]. Наиболее важны скорости движений для четвертичных стадий, используемые при определении геодинамической устойчивости территорий расположения различных инженерных объектов. Как правило, они на порядок превышают средние скорости миоценовых и плиоценовых движений и колеблются от 0,2 до 1,5 – 3-4 мм/год (табл. 1-2).

Более точные величины постадийных скоростей рассчитываются с применением коэффициента М. В. Гзовского [5], введение которого обусловлено несоответствием между осредненными постадийными скоростями и их истинными значениями. Но в любом случае, максимальные значения для большей части территорий ВЕП характерны для голоцена.

Таблица 1

Районы исследования	Общая амплитуда поднятий за новейший этап	Общая скорость поднятия
Северный склон Белорусского поднятия	50-55 м за четвертичное время	0,06 мм/год
Северный склон Токмовского поднятия	128-130 м за четвертичное время	0,016 мм/год
Воронежское поднятие	250-260 м за среднемиоцен – четвертичное время	0,04 мм/год

Амплитуды и скорости поднятий за новейший этап

Таблица 2

Амплитуды и скорости поднятий за отдельные четвертичные стадии

• • •					
Районы исследования	Амплитуды поднятий за отдельные стадии, (м)		Скорости поднятий за отдельные стадии, (мм/год)		
	Q_4	5-8?	0,6		
	Q_3^{3-4}	12-13			
Северный склон Белорусского	Q_3^{1-2}	40-44	0,06		
поднятия	Q_2^{3-4}				
	Q_2^{1-2}		1		
	Q_1				
	Q_4	22 (26)	2,0-2,2		
	Q_3^{3-4}	21 (26)	0,5-0,6		
Северный склон Токмовского	Q_3^{1-2}	25 (30)	0,3-0,36		
поднятия	Q_2^{3-4}	30	0,2		
	Q_2^{1-2}	41 (42)	0,26		
	Q_1				
	Q_4	30 (28-32)	3,0		
	Q_3^{3-4}	35	0,8		
Bonouevaraa Houurtue	Q_3^{1-2}	42	0,6		
воронежское поднятие	Q_2^{3-4}	49	0,4		
	Q_2^{1-2}	43	0,2		
	$\overline{\mathbf{Q}}_1$				

Эта закономерность выдерживается и для многих других областей, в том числе, и для орогенных. Таким образом, на протяжении четвертичного периода постепенно увеличивались скорости вертикальных движений.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Хаин В. Е.* О непрерывно-прерывистом типе тектонических процессов // Изв. АН СССР. Серия геол. 1950. № 6.
- 2. *Новейшая* тектоника и геодинамика: область сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты. М. : Наука, 2006. 206 с.
- 3. *Несмеянов С. А.* Количественная оценка новейших движений и неструктурное районирование горной области. М. : Недра, 1971. 144 с.
- 4. Общая стратиграфическая шкала. Состояние и перспективы обустройства. М. : Геол. ин-т РАН, 2013.
- 5. Гзовский М. В. Тектоно-физическое сопоставление новейших тектонических движений с сейсмичностью, гравитационными аномалиями, магматизмом и глубинными процессами в пределах СССР // Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические.

МИНЕРАГЕНИЯ И ПРОЦЕССЫ РАСТЯЖЕНИЯ В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Е. Н. Терехов

Геологический институт РАН, г. Москва, Россия

В современных тектонических построениях важнейшим геодинамическим режимом является обстановка сжатия. Однако в последние годы появляется больше данных о том, что для образования многих геологических объектов не обязательна подобная ситуация, и идеи, основанные на моделях растяжения, привлекают всё большее число исследователей. Соответственно меняются и минерагенические построения. Так, в моделях растяжения земной коры за счет реализации механизма простого сдвига (сброса), возможно с принципиально новых позиций рассматривать как структуру месторождений полезных ископаемых, так и источник рудного вещества (рис. 1). За счет эволюции сбросов проще объяснить и появление на поверхности глубокометаморфизованных пород. А ряд таких структур как: архейский зеленокаменный пояс, палеопротерозойский подвижный пояс, неопротерозойский авлакоген, фанерозойский океан – можно объяснить последовательным увеличением глубины проникновения сбросов, которые контролировали растяжение и раскрытие континентальной коры.



Рис. 1. Модель вывода нижне-среднекоровых пород к поверхности в виде метаморфического ядра в обстановке регионального растяжения и положение рудоносных тел, на примере Лапландского-Беломорского подвижного пояса (разрез). 1 – верхняя кора – гранито-гнейсы; 2 – средняя кора – амфиболиты и гнейсы; 3 – нижняякора – гранулиты; 4 – троги; 5-6 – палеопротерозойские интрузии (2,5-2,3 млрд лет): 5а – дайки, 56 – расслоенные интрузии, 6а – друзиты, 6б – габбро-анортозиты, 7 – постскладчатые интрузии (1,8-1,75 млрд. лет); 8 – пегматиты: а – слюдяные и керамические, 6 – редкометальные; 9 – метасоматиты: а – глубинные (гранат-, корунд-, кианитсодержащие), 6 – менее глубинные и приповерхностные (альбититы, вторичные кварциты, каолинититы и др.)

Еще до появления «тектоники плит» многие особенности состава и структуры докембрийских комплексов, а именно высокий метаморфизм и интенсивная складчатость, способствовали тому, что громадное большинство исследователей считали, что важнейшими динамическими событиями, определившими их «лицо», являлись процессы сжатия. Поэтому идеи «тектоники плит», в которой процессы коллизии – сжатия играют важнейшую роль, нашли глубокое понимание среди исследователей докембрия [1-2]. В рамках «тектоники плит» многие структурные элементы земной коры, традиционные для областей развития докембрия, приобрели новый геодинамический смысл. Так архейские зеленокаменные пояса стали интерпретироваться как островные дуги, подвижные пояса – как коллизионные системы, палеопротерозойские троговые системы как реликты палеоокеанов и даже палеорифтовые системы неопротерозойского возраста, по мнению некоторых исследователей, маркируют орогенные пояса [3]. Увлечение «тектоникой плит» для докембрия и, соответственно, идеями сжатия приводят исследователей к весьма парадоксальным выводам. Так, в последние годы было установлено, что верхняя мантия и нижняя кора Кольско-Архангельской щелочнокимберлитовой провинции задолго до образований палеозойских интрузий, то есть в период 1,9-1,7 млрд. лет назад, была обогащена некогерентными элементами [4]. Именно плавление этой обогащенной мантии в девонское время и привело к формированию кимберлитов и массивов УЩК. Сторонники теории «тектоники плит» считают, что это обогащение произошло при субдукции экзотических осадков [5], которые в неизмененном виде нигде не сохранились, а зона палеосубдукции выделяется только по современным наклонным границам геофизическими методами. Ещё недавно, шунгиты Карелии рассматривались как остатки органической жизни, а некоторые исследователи месторождений графита в метаморфических комплексах Гондваны, пошли ещё дальше и, по их мнению, гигантские месторождения кристаллического графита образовались над зоной закрытия Мозамбикского океана протерозойского возраста [6]. Схема их образования основана на идеях субдукции океанических осадков с органикой, а где-то на глубине происходит отделение углерода и его вынос на поверхность. Можно ещё долго продолжать примеры, когда в силу тех или иных причин генезис докембрийских месторождений полезных ископаемых ассоциировался с «тектоникой плит» и соответственно с режимом сжатия.

Однако в последние годы появляется всё больше данных о том, что для многих геологических объектов, для образования которых предполагался режим сжатия, совсем не обязательна подобная ситуация. Так, в отношении пологих тектонических зон в метаморфизованных комплексах, которые без сомнений рассматривались как тектонические зоны надвигового типа, в настоящее время выяснилось, что отличить их от сбросов в условиях хрупкопластичных деформаций практически невозможно [7-8]. Оказалось, что лежачие складки, которые десятилетиями рассматривались как показатели надвиговой тектоники, в большей мере формируются в обстановке горизонтального растяжения, а не сжатия [9]. До сих пор гранулиты и эклогиты многими исследователями рассматриваются как показатели режима сжатия, тогда как другие, считают, что это совсем не обязательно, а факт их наличия свидетельствует о явлениях андерплейтинга или флюидной продувки в обстановке растяжения [8, 10]. Так Лапландский гранулитовый пояс, скорее всего, является именно таким объектом, а молодые радиологические возраста фиксируют не возраст «океана», а время андерплейтинга и этапы эксгумации глубокометаморфизованных пород. Известные во всех складчатых комплексах очковые гнейсы (бластомилониты) с большой долей вероятности отражают условия растяжения, а не сжатия, как считалось ранее. Генеральным направлением эволюции земной коры является процесс гранитизации основных пород, то есть постоянное увеличение объема и несколько парадоксальным является термин «коллизионные граниты». Их классический пример – Гималайские граниты, но на самом деле это граниты А-типа [11] и образовались они в обстановке растяжения. Связана ли эта обстановка с коллизией Индии и Азии, ещё остаётся под вопросом. И, наконец, привычное понятие – «высокобарные минералы» в целом оказалось не совсем правильным, так как известно, что такие минералы как гранат, кианит, силлиманит, корунд и даже алмаз чаше всего образуются на регрессивных этапах развития геологических комплексов [12], то есть отвечают условиям растяжения. Соответственно и многие металлогенические построения должны принципиально меняться при подобной трактовке.

С момента появления на Земле хрупкой коры, основным структурным элементом растяжения верхних частей её оболочки явились сбросы, которые и контролировали появление на поверхности глубокометаморфизованных пород. Это приводит к тому, что, породы лежачего крыла сброса по мере движения к поверхности подвергаются процессам изотермической декомпрессии, развитию метасоматитов и частичному плавлению, что способствует развитию метаморфических ядер (кольцевых и «вихреподобных» по форме структур) на заключительных этапах эволюции сбросовых зон [13-14]. В свою очередь глубинные зоны земной коры и мантии при декомпрессии теряют флюиды, что усиливает эффект этого плавления и чем глубже проникает сброс, тем более глубинные породы могут подняться к поверхности и тем больше эффект декомпрессионных явлений: плавления и метасоматических преобразований. Именно большей глубиной проникновения сбросов по мере охлаждения коры и верхней мантии можно объяснить эволюцию в истории Земли главнейших магматических формаций от «серых гнейсов» и коматиитов в докембрии до щелочных пород в фанерозое.

Идеи, в которых процессы растяжения коры реализуются посредством эволюции пологих сбросов, когда за счет явлений декомпрессии выделяется большое количество разнообразных флюидов, позволяют с принципиально новых позиций трактовать генезис многих типов, как обычных горных пород, так и несущих полезные ископаемые. Остановимся на некоторых примерах. В Карелии, среди ятулийских образований известно большое количество проявлений аркозовых песчаников с кварцевой галькой, которые ассоциируются с толеитовыми базальтами [15]. Считается, что песчаники образовались за счет выветривания в стабильных континентальных обстановках и многократного перемывания, а вулканиты, с позиций традиционных взглядов в данной ситуации, оказываются вроде бы и лишними. Изучение современных зон активного воздымания, приуроченных к лежачим крыльям сбросов показывает, что в них чрезвычайно широко развиты явления тектоно-кессонного эффекта, когда монолитные граниты или гранито-гнейсы, моментально, по геологическим понятиям, превращаются в минеральную дресву, которая сползая по склону, образует осадочную полосчатость. То же можно сказать и про генезис галек, когда они формируются за счет процессов десквамации, которые типичны для поднятых плечей рифтов. Соответственно тектоническая и металлогеническая оценка этих явлений будет совершенно иной, чем в случае формирования континентальных осадочных формаций, а взаимосвязь обломочных пород и вулканитов в рифтовых системах является вполне закономерной. Пегматиты и основные метасоматиты часто с корундами широко развиты как в Беломорском поясе [12], так в других аналогичных структурах Мира, например редкометальные пегматиты в Мозамбикском поясе (Альто-Лигонии) [16]. До сих пор многие исследователи рассматривают их как коллизионные зоны [1-3], хотя при взгляде на эти структуры с позиций горизонтального растяжения многие особенности тектоники, стратиграфии и металлогении становятся более понятными. Так, еще памятна дискуссия о существовании гранитов, которые могли образовать пегматиты в Беломорском, Мозамбикском поясах и многих других подобных структурах. Многолетняя разработка этих пегматитов показала отсутствие их связи с подобными гранитами и только моделью растяжения можно объяснить как сам генезис подобных поясов, так и их минерагению. Согласно этой модели пегматиты, также как и другие метасоматиты, образовались под влиянием декомпрессионных флюидов в момент вывода глубинных пород к поверхности (рис. 1) [12], а не отвечают стадии «ультраметаморфизма», для которой, естественно, подразумевалась обстановка сжатия. Многие блоки земной коры, испытавшие тектоническое поднятие, содержат или окружены породами с аномально высокими содержаниями глинозема [12, 17], то есть, при декомпрессии, в силу ряда причин, подвижность глинозема существенно возрастает, и формируются высокоглиноземистые метасоматические образования. Вероятно, это происходит и с другими химическими элементами, например хромом или платиноидами (фукситовые и гранат-амфиболовые метасоматиты соответственно), но не образующими столь эффектные породы как глинозем (корундиты, кианититы, бокситы и т. д.). В этой связи интересно соотношение Al_{YI}/Al_{IY} в минералах. Повышение давления приводит к переходу $Al_{IY} \rightarrow Al_{YI}$, что сопровождается уменьшением объема. При понижении давления происходит обратная реакция с выделением тепла: $Al_{YI} \rightarrow Al_{IY}$, а алюминий становится удобным партнером для комплексных соединений с летучими [18]. Флюидом, способным формировать кислые метасоматиты и вынести из исходных пород такие элементы как: Al, Ti, Fe, Mg, Mn, P3Э, P, Zr, Y и переотложить их в виде мафических метасоматитов, может быть водородная смесь, где важную роль играют газы типа аулана (AlH₃) [19]. При подъёме глубинных пород меняется состав флюидов, и они становятся более окисленными. В этот период формируются пегматиты и граниты. Основные компоненты, а также Au, Cu, Cr, Ni, V на этом этапе выносятся ближе к поверхности.

В последние годы повышенное внимание уделяется «месторождениям типа несогласия» [20]. Ранее подобные месторождения относили к стратиформному типу. Так, вблизи основания разрезов крупных синформ или прогибов рифтового типа, выполненными неопротерозойскими осадками, известны гигантские месторождения урана и благородных металлов. Характерной особенностью этих месторождений является длительность их эволюции и наличие рудных залежей ниже контакта фундамента с отложениями собственно прогиба. Одной из причин мобилизации рудных компонентов из пород фундамента также могут быть явления декомпрессии, характерные для сбросовых зон. Таким образом, новые тектонические построения основанные, прежде всего, на моделях растяжения земной коры посредством реализации механизма простого сдвига (сброса) позволяют с принципиально иных позиций рассматривать как саму структуру месторождений полезных ископаемых, так и источник рудного вещества.

Особым разделом данного сообщения является унаследованность во времени структур растяжения. Так неопротерозойские палеорифтовые системы преимущественно закладываются на площади подвижных поясов палеопротерозоя, а на них развиваются троговые системы палеозоя-мезозоя и современные рифты. В свою очередь, в пределах плитного чехла древних платформ, деформации и сопутствующая с ними минерализация наследует структуры растяжения в фундаменте. И всё это указывает на глобальный характер процессов растяжения, требующих принципиально нового взгляда на это явление.

Работа выполнена в рамках темы госзадания ГИН РАН № 01201459182, при финансовой поддержке РФФИ, грант № 14-05-00149 и программы №10 ОНЗ РАН.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Балаганский В. В., Глазнев В. Н., Осипенко Л. Г. Раннепротерозойская эволюция СВ Балтийского щита : Террейновый анализ // Геотектоника. 1998. № 2. С. 16-28.
- 2. *Слабунов А. И.* Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск : КарНЦ РАН, 2008. 296 с.
- 3. *Bogdanova S., Gorbatschev R., Grad M., et. all.* EUROBRIDGE: new insight into the geodynamic evolution of the European Craton // Geol. Society. Memorrs. London. № 32. P. 599-625.
- Арзамасцев А. А. Роль докембрийских плюм-литосферных процессов в образовании палеозойской Кольской щелочной провинции // Петрология и рудоносность регионов СНГ и Балтийского щита : Материалы совещания «Петрография XXI века». – Апатиты, 2005. – Т. 3. – С. 30-31.
- 5. *Архангельская* алмазоносная провинция (геология, петрография, геохимия и минералогия) / Под ред. О. А. Богатикова. М. : Изд-во МГУ, 1999. 524 с.

- 6. *Dissanayake C. B., Chandrajith R.* Sri Lanka Madagascar Gondvana Linkage: Evidence for a Pan-African Mineral Belt // The journal of Geology. 1999. Vol. 107. P. 223-235.
- 7. Wernike B., Axen G. On the role of isostasy in the evolution of normal fault systems // Geology. 1988. Vol. 16. № 9. P. 848-851.
- 8. *Русин А. И.* Общие вопросы геодинамического контроля метаморфизма // Метаморфизм и геодинамика : Материалы международной научной конференции. – Екатеринбург, 2006. – С. 104-108.
- 9. *Froitzheim N*. Formation of the recumbent folds during synorogenic crust extension (Austroalpine nappes, Switzerland) // Geology. 1992. Vol. 20. № 10. P. 923-926.
- 10. *Терехов Е. Н.* Лапландско-Беломорский подвижный пояс как пример корневой зоны палеопротерозойской рифтовой системы // Литосфера. 2007. № 6. С. 15-39.
- 11. Zeitler P., Chamberlain C. Petrogenetic and tectonic significance of young leuco-granites from the nortwestern Himalaya, Pakistan // Tectonics. 1991. Vol. 10. № 4. P. 729-741.
- 12. *Терехов Е. Н.* Особенности распределения РЗЭ в корундсодержащих и других метасоматитах периода подъема к поверхности метаморфических пород Беломорского пояса (Балтийский щит) // Геохимия. – 2007. – № 4. – С. 411-428.
- 13. Скляров Е. В., Мазукабзов А. М., Мельников А. И. Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск : Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГМ, 1997. 182 с.
- 14. *Talbot C. J. and Ghebread W.* Red Sea detachment and basement core complexes in Eritrea // Geology. – 1997. – № 7. – P. 655-658.
- 15. *Негруца В. 3.* Докембрийская формация кварцевых конгломератов Балтийского щита. Апатиты, 1990. 150 с.
- 16. Балуев А. С. Кольцевые структуры в южной части Мозамбикского пояса и их роль в размещении пегматитовых месторождений // Изв. Вузов. Геология. 1989. № 2. С. 3-13.
- 17. Щербакова Т. Ф., Терехов Е. Н. Геохимическая характеристика глиноземистых плагиогнейсов: к вопросу о происхождении кианитсодержащих пород Беломорского пояса // Геохимия. – 2004. – № 6. – С. 611-631.
- 18. Фации метаморфизма // Под ред. В. С. Соболева. М. : Недра, 1970. 432 с.
- 19. Ларин В. Н. Гипотеза изначально гидридной Земли. М. : Недра, 1975. 137 с.
- 20. Alexandre P., Kyser K., Thomas D., Polite P., Marlat J. Geochronology of unconformityrelated uranium deposits in the Athabasca Basin, Saskatchewan, Canada and the integration in the evolution of the basin // Miner Deposita. – 2009. – № 44. – P. 41-59.

УДК 551.793

ПОЛЯ ЛОКАЛЬНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ ОНЕЖСКОГО МЕГАВАЛА ПО ДАННЫМ МОРФОСТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА

А. И. Трегуб, К. А. Лыткин

Воронежский государственный университет, г. Воронеж, Россия

Целью исследований являлась разработка методики реконструкция полей локальных тектонических напряжений на основе линеаментного анализа, а также методики использования полей локальных тектонических напряжений для оценки локальных динамических обстановок, определяющих кинематику разрывных нарушений и возможное размещение связанных с ними полезных ископаемых.

Задачи исследований включали: определение параметров локальных тектонических напряжений по анализу ориентационных распределений линеаментов, изучение особенностей распространения их по площади; сопоставление полученных результатов с данными по неотектонике территории и более древней структуры.

Методика исследований соответствовала алгоритму, в самом начале которого проводилась статистическая обработка данных по простираниям локальных линеаментов, выделенных ранее на основе дешифрирования дистанционных материалов [1]. Предполагалось, что линеаменты статистически отражают преимущественно субвертикальную трещиноватость горных пород. Эта трещиноватость образована совокупностью трещин различного типа (трещины отрыва и трещины скола), а также различного происхождения и возраста. Исходя из особенностей регионального поля тектонических напряжений, характеризующегося трехосным эллипсоидом, в котором ось промежуточных напряжений (σ_2) расположена преимущественно субвертикально, а две другие (σ_1 и σ_3) близки к горизонтальному положению [2-3], можно сделать вывод, что сместители сопряженных сколов также занимают субвертикальное положение. Таким образом, при их характеристике могут быть использованы ориентационные распределения простираний линеаментов. Определение параметров локальных полей напряжений проведено в соответствии с правилом М. В. Гзовского [4] по методике П. Н. Николаева, учитывающей особенности дисперсий в ориентационных распределениях сколовых систем трещин [2]. Ориентационные распределения определены в ячейках квадратной формы. Для изучения особенностей распространения по площади локальных осей сжатия составлены в изолиниях отдельные схемы по нескольким преобладающим направлениям простираний осей горизонтального сжатия.

Территория исследований распосеверо-западе на Восточноложена Европейской платформы в зоне сочленения Балтийского щита с Русской плитой (рис. 1). Онежский мегавал выделяется в качестве неотектонической структуры, возникшей вследствие инверсии движений над древним одноименным грабеном [1, 5-6]. Онежский грабен выполнен мощной толщей (более 700 м) верхнего протерозоя, в разрезе которого нижняя часть представлена средним-верхним рифеем красноцветной гравелито-песчаниковой пачкой, выполняющей собственно впадину Онежского грабена. Верхняя часть разреза - вендская, сложена серо-цветными породами (от песчаников до аргиллитов). Она распространена как в Онежском грабене, так и за его пределами. Породы венда перекрыты непосредственно четвертичными отложениями. Верхний протерозой несо-



Рис. 1. Схема расположения территории исследований. Условные обозначения: 1 – границы Онежского мегавала, 2 – наиболее крупные зоны разломов в пределах Онежского мегавала

гласно залегает на нижнепротерозойских и архейских образованиях. В строении Онежского мегавала важную роль играют зоны разломов, разделяющие его на ряд крупных блоков [1, 7]. **Результаты исследований** позволяют сделать вывод о том, что локальные тектонические напряжения имеют сложный характер и образованы наложением полей нескольких возрастных генераций, среди которых в наиболее общем виде можно выделить поле с субмеридиональной ориентировкой осей горизонтального сжатия, с субширотной ориентировкой этой оси, а также с северо-западной и северо-восточной ориентировками (рис. 2).
В каждой генерации отмечается неравномерное по площади распространение осей сжатия. Участки с повышенной плотностью обычно соединяются друг с другом, образуя полосы с изменчивой ориентировкой. Это позволяет предположить дискретный характер регионального поля тектонических напряжений, когда региональное поле состоит из суммы локальных полей. Полосы, таким образом, можно рассматривать как концентраторы тектонических напряжений, активные на различных этапах развития структуры. В зависимости от соотношения простирания полос с ориентировкой образующих их осей сжатия можно выделить различные по динамическим характеристикам зоны. Исходя из общей геодинамической ситуации, предполагается, что субмеридиональная ориентировка осей сжатия во времени соответствует новейшему напряженному состоянию территории, которое характеризуется общим меридиональным сжатием, обусловленным раскрытием хребта Гаккеля, сочетающимся с реактивным широтным растяжением [3]. В таком поле наиболее крупные разрывные нарушения северо-восточного простирания, в том числе разломы ограничения Онежской структуры на неотектоническом этапе, должны обладать



Рис. 2. Особенности распределения локальных тектонических напряжений в пределах Онежского мегавала. Плотность осей горизонтального сжатия, ориентированных в направлениях: 1 – в субмеридиональном; 2 – субширотном, 3 – северо-западном; 4 – северо-восточном. Условные обозначения. Плотность точек с локальными напряжениями: 1 – более 3; 2 – от 2,5 до 3; от 2 до 2,5; 4 – от 1,5 до 2; 5 – от 1 до 1,5. 6 – контуры Онежского полуострова

право-сдвиговой кинематикой, поперечные к ним разломы – представлены левыми сдвигами, а разломы субмеридионального простирания находиться в состоянии субширотного растяжения.

На схеме (рис. 2-1) участки с повышенной плотностью осей сжатия в пределах Онежского мегавала приурочены к Унско-Ухтинской депрессии, а область с максимальными значениями плотности расположена за пределами вала, в пределах Двинского прогиба.

Преобладание северо-западного горизонтального сжатия в следующей генерации, возможно, отвечает каледонскому этапу развития структуры и связано с процессами надвигания скандинавских каледонид на фундамент древней платформы. В таком поле напряжений разломы ограничения Онежской структуры должны находиться в состоянии поперечного к ним растяжения, нарушения северо-восточного простирания – в состоянии сжатия, а субмеридионального направления обладать лево-сдвиговой кинематикой. Максимумы плотности осей сжатия на схеме (рис. 2-3) имеют иное расположение.

Субширотная ориентировка оси сжатия – отвечает в наиболее общем виде герцинскому этапу тектонического развития территории и, вероятно, обусловлена закрытием Палеоазиатского (Уральского) океана. На этом этапе разломы северо-западного направления развиваются как левые сдвиги, северо-восточного простирания – как правые сдвиги, а субмеридиональные нарушения находятся в состоянии широтного сжатия. Максимумы плотности осей сжатия на схеме (рис. 2-2) отличаются наиболее четкой выраженностью. Область максимальная по площади смещена за пределы вала в сторону Зимнего Берега.

Северо-восточная ориентировка осей сжатия, по-видимому, фиксирует альпийский этап. На этом этапе Онежская структура находится в состоянии поперечного сжатия, что, вероятно, и приводит к началу инверсии движений. Нарушения северо-восточного направления испытывают поперечное растяжение, закладываются грабен-синклинали, в частности, Унско-Ухтинская депрессия. Аномалии плотности осей сжатия на схеме (рис. 2-4) по своему расположению близки к их положению на неотектоническом этапе.

В минерагеническом отношении территория Онежского мегавала представляет интерес, прежде всего, с позиций возможного обнаружения месторождений алмазов. Она относится к Архангельской алмазоносной провинции [8-9]. Общей предпосылкой предполагаемой алмозоносносности Онежской территории является ее непосредственное расположение вблизи развития девонских трубок взрыва Ненокского поля [9-10]. В связи с этим, с позиций локальных характеристик тектонических палеонапряжений представляет интерес поле герцинского этапа (рис. 1-2). Можно предположить, что перспективные участки для поисков могут совпадать с ареалами максимумов локальных палеонапряжений. Впрочем, эта проблема требует отдельных целенаправленных исследований.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Трегуб А. И.* Морфоструктура Онежского полуострова и дна прилегающей акватории Белого моря на основе статистических моделей рельефа и морфографического анализа / А. И. Трегуб // Вестник ВГУ. Серия Геология. 2010. № 2. С. 59-65.
- 2. *Николаев П. Н.* Методика тектоно-динамического анализа / П. Н. Николаев. Под ред. Н. И. Николаева. М. : Недра, 1992. 295 с.
- 3. *Сим Л. А.* Влияние глобального тектогенеза на новейшее напряженное состояние платформ Восточной Европы / Л. А. Сим // М. В. Гзовский и развитие тектонофизики. М. : Наука, 2000. С. 326-348.
- 4. Гзовский М. В. Основы тектонофизики / М. В. Гзовский. М. : Наука, 1975. 535 с.
- 5. *Рыжов И. Н.* Неотектоника Европейского Севера СССР / И. Н. Рыжов. Л. : Наука, 1988. 92 с.
- Юдахин Ф. Н. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы / Ф. Н. Юдахин, Ю. К. Щукин, В. И. Макаров. – Екатеринбург : УрО РАН, 2003. – 300 с.
- Лыткин К. А. Разрывные нарушения Онежского мегавала (северо-запад Русской плиты) / К. А. Лыткин // Геология в развивающемся мире: Материалы 8-й Всероссийской с международным участием научно-практической конференции студентов, аспирантов и молодых ученых. – Пермь, 2014. – С. 20-25.
- 8. Зинчук Н. Н. Тектоника и алмазоносный магматизм / Н. Н. Зинчук, А. Д. Савко, Л. Т. Шевырев. Воронеж : ВГУ, 2004. 282 с.
- 9. Богатиков О. А. Архангельская алмазоносная провинция (геология, петрография, геохимия и минералогия) / О. А. Богатиков, В. К. Гаранин, В. А. Кононова [и др.]. – М. : МГУ, 1999. – 524 с.
- Гаранин К. В. Петрохимия и минералогия щелочно-ультраосновных магматитов на территории Архангельской алмазоносной провинции и модели их формирования / К. В. Гаранин, В. К. Гаранин, Г. П. Кудрявцева // Вестник Пермского ун-та. Геология. – 2008. – Вып. 10 (26). – С. 32-49.

ГЛУБИННЫЕ СЕЙСМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МОГТ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ТЕРРИТОРИЙ: ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ И НОВЫЕ ЗАДАЧИ

В. А. Трофимов

АО «ВНИИГеофизика», г. Москва, Россия

1. Постановка глубинных сеймических исследований МОГТ нефтегазоносных территорий была обоснована в 1993 году в Татарстане следующим предположением: если нефтяные месторождения действительно имеют глубинную природу (а проводимое там сверхглубокое и параметрическое бурение именно на этом в значительной степени и базировалось) и связаны с восходящими потоками углеводородных флюидов, то строение земной коры под этими месторождениями скорее всего будет отличаться от окружающих территорий. Судя по накопленному к тому времени опыту изучения верхней части фундамента, эти отличия могли бы быть зафиксированы сейсморазведкой МОГТ в глубинной модификации. Для реализации высказанной идеи, как потом оказалось, весьма плодотворной, была разработана «Программа глубинных сейсмических исследований МОГТ», которой предусматривалась отработка двух региональных профилей, пересекающих всю территорию республики в субширотном и субмеридиональном направлениях (Trofimov, 1994). Таким образом, главной задачей проектируемых работ на первом этапе являлось выявление различий в строении земной коры нефтеносных и ненефтеносных территорий.

2. Первые же полученные результаты со всей определенностью свидетельствовали, что такие различия в глубинном строении несомненно есть (V. Trofimov, V. Sharov, 1996; Трофимов и др. 1999). На временном разрезе по субширотному профилю 11 под группой месторождений западного склона Южно-Татарского свода на времени 5-7 с (ориентировочная глубина 15-20 км) четко выделялись мощные отражатели. Западнее, вплоть до границы с Чувашской республикой таких ярких динамических аномалий не отмечалось.

Также обращало на себя внимание наличие под нефтяными месторождениями динамических аномалий и иного типа: субвертикальных и крутонаклоненных, сужающихся вниз зон аномально высокой интенсивности записи, по форме напоминающих «морковку». Такие зоны были названы нами субвертикальными динамическими аномалиями (СДА). Как правило, нижней своей частью они достигали уровня регистрации аномальных зон первого типа и, вероятно, отображали участки дезинтегрированных, нарушенных, трещиноватых пород, которые могли бы быть путями миграции углеводородных флюидов.

3. Выявленные факты оказались принципиально важными для решения фундаментальных проблем нефтяной геологии и, вместе с данными о динамике выработки месторождений (Корчагин В. И., 2001), позволили сформулировать концепцию о том, что каждое нефтяное месторождение состоит из трех основных компонентов (Трофимов В. А., Корчагин В. И., 2002):

- собственно ловушки, заполненной нефтью;
- некоего глубинного резервуара поставщика (генератора) углеводородных флюидов;
- нефтеподводящего канала, соединяющего глубинный резервуар и ловушку.

То есть, нефтяное месторождение стало рассматриваться как сложная и постоянно действующая гидродинамическая система, обеспечивающая подток глубинных углеводородных флюидов, длительные сроки разработки и возобновляемость ресурсов.

4. Результаты глубинной сейсмики свидетельствовали и о принципиальной возможности создания методики прогнозирования крупных скоплений углеводородов и оценки перспектив нефтегазоносности малоизученных территорий и комплексов. Для реализации этой возможности по нашему предложению были проведены подобные региональные сейсморазведочные работы на соседних с Татарстаном территориях республик и областей, а затем был отработан региональный профиль большой протяженности, пересекающий практически всю Волго-Уральскую нефтегазоносную провинцию и ныне хорошо известный как геотраверс «Татсейс».

Главной задачей геотраверса являлось изучение особенностей строения осадочного чехла и земной коры в целом Северо-Татарского свода, Казанско-Кажимского прогиба, Котельнического свода и юго-восточной части Московской синеклизы в сравнении с нефтеносным Южно-Татарским сводом. То есть важнейшей составляющей работ являлось выявление связей размещения нефтяных месторождений с особенностями строения земной коры. В результате под крупными скоплениями углеводородов были выявлены особенности строения земной коры, основными из которых являются (Трофимов, 2006 и др.):

- наличие глубинных взбросо-надвигов, рассекающих всю земную кору и выполаживающихся в нижней коре или на уровне Мохо. Но иногда они пересекают ее и входят в верхнюю мантию. Характерной особенностью этих взбросо-надвигов является их высокая отражательная способность;
- нарушенность самой границы Мохо, выражающаяся в резких изменениях ее глубины, сопряженных с отмеченными выше входами взбросо-надвигов в верхнюю мантию;
- в осадочном чехле верхним (субвертикальным) частям взбросо-надвигов часто соответствуют флексуры или иные тектонические осложнения.

На основе этих и других признаков определена западная граница Волго-Уральской нефтегазоносной провинции, выявлены территории, перспективные для дальнейших нефтепоисковых работ, выработан новый подход к решению проблемы поисков нефти в рифейвендском комплексе востока Русской плиты.

5. Выполненный нами анализ и обобщение некоторых результатов глубинных сейсмических исследований, полученных по отдельным региональным профилям, позволил наметить некоторые закономерности, характерные для зон сочленения крупных тектонических элементов (Трофимов, 2013). Это, прежде всего, наличие глубинных взбросо-надвигов, по которым сочленяются эти элементы и выполаживание которых наблюдается в самой нижней части земной коры – на границе Мохоровичича, где собственно и происходили основные горизонтальные срывы. Можно предположить, что горизонтальное сжатие, в обстановке которого формировались эти взбросо-надвиги, захватывало огромные территории. **Полученные результаты свидетельствуют о широком развитии в нефтегазоносных** районах востока Восточно-Европейской платформы структур горизонтального сжатия и позволяют с новых позиций подойти к построению тектонических (тектонодинамических) карт региона. Принципиальным и требующим специального рассмотрения является вопрос о времени формирования идентифицированных разломов.

6. Таким образом, глубинные региональные сейсморазведочные исследования МОГТ:

- способствовали решению фундаментальных проблем нефтяной геологи и дали весомые аргументы в пользу глубинного происхождения нефти;
- позволили выявить особенности глубинного строения земной коры и их связи со строением и нефтегазоносностью осадочного чехла;
- на основе этих связей намечены методические приемы прогнозирования крупных скоплений углеводородов и оценки перспектив нефтегазоносности малоизученных территорий и глубокозалегающих комплексов;
- получены новые и уточнены известные сведения о глубинном строении востока Восточно-Европейской платформы, о характере сочленения крупных тектонических элементов, что способствует выявлению закономерностей размещения месторождений углеводородов и повышению эффективности их поисков.

7. Полученные результаты позволяют сформулировать ряд новых задач и обосновать рекомендации по направлениям дальнейших исследований. Основными из них являются: 1) Проведение научно-исследовательских работ, направленных на обобщение результатов ранее проведенных глубинных сейсмических исследований МОВ-ОГТ (а их только в Волго-Уральской НГП отработано более 9 тыс. пог. км). Основным результатом таких обобщений должно стать глубокое понимание геологического строения региона, создание новых и уточнение имеющихся тектонических (тектонодинамических) карт, выявление закономерностей размещения месторождений углеводородов и повышение эффективности их поиска.

2) Проведение комплекса исследований, направленных на изучение геофизических полей и особенностей строения земной коры в районах размещения месторожденийгигантов. Основным методом этого комплекса должна быть глубинная сейсморазведка МОГТ по профилям, проходящим через крупнейшие скопления углеводородов (Оренбургское, Вуктылское, Арланское, Самотлорское, Уренгойское). Главная цель исследований – выработка критериев их целенаправленного прогноза. Возможно, такие работы позволят понять, существуют ли различия в геофизических полях и в строении земной коры над нефтяными и газовыми месторождениями, а также над месторождениями, находящимся в разных тектонических условиях.

3) Параллельно с работами на известных месторождениях, целесообразна постановка глубинной сейсморазведки МОГТ для оценки перспектив слабоизученных территорий и глубокозалегающих комплексов, в том числе на Европейской части России. Проводящиеся в восточных районах страны региональные геофизические работы следует проектировать в глубинном варианте. Намного это их не удорожает, но информации позволит получить несравнимо больше.

4) В области совершенствования методики глубинных сейсмических исследований МОГТ и повышения их информативности, необходимы:

- разработка и внедрение методики трехмерных глубинных сейсмических исследований;
- опробование трехкомпонентных сейсмических исследований с увеличенной до 60 с (для продольных волн) длиной записи.

5) Для выработки и совершенствования критериев интерпретации данных глубинной сейсморазведки требуется бурение специальных параметрических скважин на субвертикальные динамические аномалии и на наклонные отражатели с последующим мониторингом геофизических и геохимических параметров.

8. Таким образом, представленные результаты начатых в 1993 году в Татарстане глубинных сейсмических исследований МОГТ, свидетельствуют о возможности получения принципиально новой информации о строении и характере сочленения крупных тектонических элементов, о наличии связей глубинного строения земной коры со строением и нефтегазоносностью осадочного чехла, о возможности использования этих связей для оценки перспектив нефтегазоносности слабоизученных регионов и толщ и для целенаправленного прогнозирования крупных скоплений углеводородов. Все это позволяет расценивать глубинную сейсморазведку МОГТ как новое самостоятельное направление исследований нефтегазоносных территорий. Высокая эффективность проведенных исследований свидетельствует о необходимости дальнейшего совершенствования методики полевых работ, обработки и интерпретации получаемых данных. В целом же региональные сейсморазведочные работы следует проводить преимущественно в глубинном варианте и рассматривать их как приоритетное направление исследований на малоизученных территориях России.

КОМПЛЕКСНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ РАЗЛОМНЫХ ЗОН В ПРЕДЕЛАХ ПЕЧОРО-КОЛВИНСКОГО АВЛАКОГЕНА

В. В. Удоратин, Ю. Е. Езимова, А. Ш. Магомедова

Институт геологии Коми научного центра Уральского отделения РАН, г. Сыктывкар, Россия

Выделение разломных зон на местности имеет существенное практическое значение для определения границ распространения связанных с ними рудопроявлений, месторождений углеводородов, землетрясений и т. д. Для большинства регионов выделение разломов прямыми методами невозможно из-за слабой обнаженности коренных пород. Поэтому для их изучения на первое место выходят геофизические методы. Несомненно, что наиболее надежными являются сейсмические методы, однако не всегда удается получить материалы хорошего качества, они дорогостоящие, и в основном направлены на поиски углеводородов. Данные магниторазведки, электроразведки, гравиразведки позволяют картировать разломные зоны, они более доступны в производстве, но ограничены по природе метода. Наиболее эффективно при картировании применять комплексирование методов. В рамках геофизических исследований нами были выполнены работы для выявления поисковых признаков разломов в зоне Печоро-Колвинского авлакогена (ПКА), где был применен комплекс методов, решающих следующие задачи:

- изучение магнитных и гравиметрических полей района исследований и определение местоположения зон разрывов в первом приближении;
- изучение геологического разреза с помощью сейсмических данных;
- измерение объемной активности Rn-222, как фактора наличия повышенной трещиноватости в разрезе;
- расчленение геологического разреза методом вертикального электрического зондирования (ВЭЗ) и наполнение его литологическим содержанием на основе предельных значений удельного электрического сопротивления с последующим качественным определением на флюидную проницаемость горных пород разреза;
- измерение среднеквадратичных значений микросейсмических сигналов в области узкополосного спектра плотности и мощности по линейному профилю в крест простирания разломной зоны.

В 2015-2016 гг. нами рассматривались первые три метода из предполагаемого комплекса при изучении разломных зон ПКА. За основу была взята структурно-тектоническая карта фундамента Тимано-Североуральского региона 1:2 000 000 масштаба [1]. На карте выделены Чаркаю-Пылемецкий, Илыч-Чикшинский, Шапкина-Юрьяхинский, Подчерем-Каменский, Печорогородско-Переборский разломы, а также разломные зоны Колвинской системы (рис. 1).

Привлечение карт аномалий гравитационного и магнитного полей позволило существенно облегчить задачу трассирования разрывных нарушений. Признаки, на которых основано выделение разломов с помощью анализа карт гравитационного и магнитного полей, общеизвестны и достаточно широко освещены в литературе. Нами принимались следующие критерии выделения тектонических нарушений:

- границы региональной смены интенсивности магнитных и гравитационных полей (резкие градиенты, гравитационные ступени), свидетельствующие о наличии резких разделов между блоками фундамента, различающимися по насыщенности магнитными телами или по плотностным свойствам;
- протяженные линейные интенсивные аномалии или линейно-вытянутые цепочки максимумов и минимумов гравимагнитных аномалий, иногда расположенных кулисообразно;

- зоны резкой смены характера простираний и конфигурации аномального магнитного и гравитационного полей; крутое и резкое ограничение аномалий, сочленение различно ориентированных аномалий; рассечение аномалиями одного простирания аномалий другого простирания;
- границы участков специфической морфологии гравитационного и магнитного полей.

Следует отметить, что разломы авлакогена отчетливо прослеживаются в потенциальных полях. Разломные зоны западного борта ПКА в гравитационном и магнитном полях соответствуют градиентным зонам, максимума и минимумам. А разломы Колвинской системы не имеют прямого отражения. Наблюдаемые аномалии этих полей больше связаны с интрузивными телами основного состава, которые приурочены наряду с разломами к зоне, нарушенной сплошности земной коры.

На следующем этапе нами проводилась интерпретация сейсмических данных, полученных в пределах авлакогена. Для этого было просмотрено более 2000 временных разрезов (рис. 2).

В результате составлена схема разломной тектоники, которая дополняет существующую и является более детальной. На западе от Подчерем-Каменского разлома нами был выделен Вуктыльско-Войвожский, на севере от этого разлома – серия Лыжских разломов и на территории восточного борта – Усинский разлом. Печерогородско-



Рис. 1. Схема разломов Печоро-Колвинского авлакогена: 1 – разломы, выделенные по выполненным исследованиям: Лж – Лыжский, Ус – Усинский, ВВ – Вуктыльско-Войвожский, ПП – Припечорский; 2 – разломы, выделенные Беляковой и др. [1]: ЧП – Чаркаю-Пылемецкий, ШЮ – Шапкина-Юрьяхинский, ПК – Подчерем-Каменский, ИЧ – Илыч-Чикиинский

Переборский разлом переименован в Припечорский. Направление всех разломов северозападное и совпадает с простиранием структур Тимано-Печорской плиты (рис. 1).

На временных разрезах, которые пересекают разломы западного борта хорошо видно, что Вуктыльско-Войвожский, Лыжский и Припечорский разломы это тектонические нарушениями сбросового типа с достаточно большими амплитудами смещения. Чаркаю-Пылемецкий разлом, по которому проходит западная граница авлакогена, Подчерем-Каменский и Шапкина-Юрьяхинский на всем протяжении являются взбросом. Усинский разлом восточного борта представляет собой нарушение взбросового типа, в то время как Западно-Усинский является сбросом.

Таким образом, нами была изучена только центральная часть авлакогена. В своем исследовании мы подчеркиваем детальность разломов с уточнением их местоположения, а также показываем сложность морфологии и кинематики разломных зон. Например, на схеме, составленной Беляковой и др. [1] Шапкина-Юрьяхинский разлом тянется до Припечорского разлома, а по нашей интерпретации этот разлом затухает на севере, и в центральной части авлакогена появляется серия Лыжских разломов, где они различаются по морфологии.

Особое внимание стоит уделить Илыч-Чикшинской системе разломов. В работе Беляковой и др. [1] именно по Илыч-Чикшинскому разлому проходит западная граница авлакогена на юго-востоке. Мы же считаем, что границу следует проводить по Чаркаю-Пылемецкому разлому и Подчерем-Каменскому, потому что они схожи по морфологии и являются взбросами. А Илыч-Чикшинская система разломов слабо выражена на временных разрезах.



Рис. 2. Фрагмент временного разреза через Черкаю-Пылемецкий разлом центральной части западного борта Печоро-Колвинского авлакогена

Далее была проведена корреляция полученной схемы с картами магнитного и гравитационного поля масштаба 1:1 000 000. Сравнение показало, практически все крупные разломы соответствуют градиентным зонам гравитационного поля. Это может быть связано с внедрением по разломам интрузий ультраосновного или основного состава, которые имеют повышенную плотность или со структурными уступами в рельефе фундамента. В магнитном поле разломные зоны могут соответствовать как градиентным зонам, так максимумам и минимумам, что говорит о различном вещественном наполнении зон.

Роль тектонических нарушений земной коры в виде разломных зон являются важным элементом в процессе трансформации энергии между геофизическими полями разной природы и полем радоновой эманации [4].

В связи с этим интересным является изучение разломных зон в поле радона. Анализ публикаций по данной тематике свидетельствуют о повышенной радоновой активности разломных зон, а также разрывных нарушений, характеризующейся сейсмической активностью. Такие работы в последнее время активно проводят в Прибайкалье, в результате которых сделан вывод о четком проявлении активных разломов в полях газовых эманаций, причем радон наиболее эффективен ввиду достаточно большого времени распада [2-3].

В результате интерпретации данных физических полей были выделены разломные зоны, в пределах которых выполнены радиометрические, электроразведочные и микросейсмические исследования.

Измерения объемной активности радона (ОАР) проводились при помощи радиометра PPA-01M-01, характеризующего чувствительностью не менее $1,2\cdot10^{-4}$ м³/(с Бк) и 30-процентным пределом допускаемой относительной погрешности. Совместно с радиометром использовалось пробоотборное устройство ПОУ-04. Для каждого измерения очищалась площадка земли 30×30 см, углубляясь на 50 см. Время одного замера от 40 до 60 минут. Шаг наблюдений составлял 1 км по линии профиля, секущего разломную зону в крест простирания. По результатам измерений ОАР построены графики для отдельных участков наблюдений, после чего они объединены в общую схему по месту нахождения. На схеме зоны разломов отчетливо отражаются повышенными значениями ОАР, находящимися в диапазоне от 245 Бк/м³ в краевых частях разломной зоны до 1550 Бк/м³ в центральной ее части, а за ее пределами от 145 Бк/м³ до 0 Бк/м³.

Таким образом, в результате использования различных методов, решающих свою конкретную узкую часть задачи мы получили набор решений, затрагивающих различные физические процессы, происходящие в земной коре и в верхней ее части, охватывающей рыхлые отложения.

Исходя из полученных результатов данного геофизического комплекса работ, по нашему мнению, можно достаточно уверенно уточнять местоположение разломных зон на платформенных территориях, перекрытых четвертичными отложениями.

Работа выполнена при поддержке программы фундаментальных исследований УрО РАН № 15-18-5-11.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Белякова Л. Т., Богацкий В. И., Богданов Б. П., Довжикова Е. Г., Ласкин В. М. Фундамент Тимано-Печорского нефтегазоносного бассейна. – Киров : ОАО «Кировская областная типография», 2008. – С. 288.
- 2. Бобров А. А. Отражения некоторых особенностей разломных зон Приольхонья и Южного Приангарья в эманациях радона // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о земле : Материалы докладов Всероссийской конференции. Москва, 2009. Т. 2. С. 5-9.
- 3. Семинский К. Ж., Черемных А. В., Бобров А. А. Разломные зоны Прибайкалья: внутренняя структура и геофизические поля // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о земле : Материалы докладов Всероссийской конференции. – Москва, 2009. – Т. 2. – С. 151-156.
- 4. *Спивак А. А.* Особенности геофизических полей в разломных зонах // Физика Земли. 2010. № 4. С. 55-66.

УДК 551.24

ЭФФЕКТ ПЛЮМОВОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ НА ВНУТРЕННИЕ И КРАЕВЫЕ ЧАСТИ КОНТИНЕНТОВ (РЕГИОНЫ АРКТИКИ И ВОСТОКА АЗИИ)

Н. И. Филатова

Геологический институт РАН, г. Москва, Россия

Проблема происхождения мантийных плюмов и механизмов их воздействия на литосферу носит дискуссионный характер. Как известно, на земной поверхности плюмы проявляются различными способами и, прежде всего, в виде магматических провинций больших объемов (LIPs) специфических составов. В настоящем сообщении приведены результаты сравнительного анализа особенностей воздействия (магматического и структурного) плюмов на литосферу различных областей континентов – внутренних (Арктика) и окраинных (северо-западное обрамление Тихого океана) [1-2 и ссылки в них].

Арктика. Синтез информации о характере распространения, геохронологии и составе мозаичных выходов мезозойских базальтов в высоких широтах свидетельствует об обширной площади Центрально-Арктической магматической провинции (ЦАМП), которая в современной структуре Северного Ледовитого океана образует широкую шельфовую «оторочку», а кроме того проявлена на островах и хребтах-поднятиях океана. Входящие в эту провинцию магматические породы WPB-типа, формировались, начиная со средней юры до начала позднего мела, что значительно расширяет предполагавшийся ранее их возрастной диапазон мезозойской провинции (LIP). Максимальная продуктивность мезозойского внутриплитного магматизма приходится в Арктике на позднеюрский-раннеальбский интервал, при пике накопления магматических пород в барреме-апте (144-115 млн. лет). Не исключены иньекции угасающего магматизма ЦАМП и в позднем мелу, в интервале 95-82 млн. лет (например, в Свердрупском бассейне, в хребтах Альфа и Нортвинд).

Изотопно-геохимический состав пород ЦАМП и сходство их с базальтами со свойствами OIB областей обогащенной мантии Индийского и Тихого океанов позволяют связывать базальты этой магматической провинции с Арктическим нижнемантийным плюмом, зародившимся на пограничной области мантия-ядро (СМВ). Поверхностный «принт» воздействия юрского-мелового Арктического плюма на докембрийский континент Арктида представлен обширной, изометричной кофигурации магматической провинцией вулканитов WPB-типа с диаметром около 3000 км. Именно на таком расстоянии располагаются крайние точки выходов магматических пород ЦАМП от о. Бэнкс (Канадский Арктический архипелаг) до Новосибирских о-вов. Близкую величину составляет расстояние между выходами аналогичных пород на южном обрамлении моря Бофорта и в грабенах шельфа Баренцева моря (конечно, за вычетом ширины раскрывшихся позднее, в кайнозое бассейнов Евразийского и Макарова).

Оценка продолжительности формирования пород ЦАМП и расшифровка структурной их позиции позволила выяснить роль этого магматизма, а, следовательно, и инициировавшего его Арктического плюма в генезисе и динамике структур Северного Ледовитого океана и, прежде, всего Канадского океанического бассейна. Данные геохронологии показывают, что магматизм WPB-типа Арктики сопровождал все стадии образования Канадского бассейна – от начального континентального рифтогенеза до стадии наращивания океанической коры включительно. Индикаторами начала грабенообразования на континентальной коре Пангеи в пределах Центральной Арктики – в перспективе Канадского океанического бассейна – являются ранне-среднеюрские (189-166 млн. лет) базиты северной и западной Гренландии, грабенов баренцевоморского континентального шельфа, архипелагов Шпицбергена и Франца-Иосифа.

Чтобы представить площадь ЦАМП на стадии рифтогенеза, перед началом спрединга в Канадской котловине, необходимо провести палинспастические реконструкции с закрытием не только этой котловины, но также бассейнов Евразийского и Макарова-Подводников. Перед поздней юрой в арктическом регионе Пангеи был развит непрерывный массив континентальной коры Лавразии, объединяющий Евразийский и Североамериканский кратоны. В пределах этого региона смыкались будущие континентальные шельфы Баренцева, Карского, Лаптевоморского, Восточно-Сибирского, Чукотского, Бофорта морей, а также северной Гренландии и Свердрупского бассейна, включая будущие отторженцы Чукотского-Нортвинд поднятия, хребтов Ломоносова, Альфа, Менделеева. Сближенные поля магматических пород внутриплитного типа начали формировать Центрально-Арктическую магматическую провинцию на континентальной коре высокоширотного региона, по крайней мере, со средней юры. Усиление интенсивности плюмового магматизма в поздней юре (инициировавшее начало спрединга в Канадском бассейне) продолжалось на раннемеловом этапе, вплоть до конца апта – начала альба. Высокой продуктивности внутриплитный магматизм проявлялся в раннем мелу по всему континентальному обрамлению раскрывавшегося океанического бассейна. Вероятнее всего, раскрытие Канадского бассейна во времени сопровождалось приближением к верхним уровням литосферы наиболее широкой части «головы» Арктического плюма, что привело к увеличению площади ЦАМП, захватившему обширную территорию континентального края растущего Канадского океана. Ориентировочные подсчеты показывают, что если в средней юре диаметр изометричной в плане территории сгущения полей внутриплитных пород Арктики составлял около 1800 км, то в раннем мелу, при максимуме активности плюма, площадь ЦАМП увеличилась в 1,5-2 раза. Обрисовывается огромная территория воздействия среднемелового Арктического плюма площадью не менее 14 млн. кв. км. Не исключено его проявление и в более внутренних частях Евразийского и Северо-Американского континентов, где отмечаются спорадические изолированные поля меловых пород WPB типа.

Эпицентр внутриплитного магматизма был, видимо, приближен к Евразийской окраине, что следует из смещения наиболее мощных и обширных полей магматических пород к Баренцевоморскому шельфу (с входившими в него в ретроспективе блоками хребтов Ломоносова и Альфа-Менделеева), к шельфам Восточно-Сибирского и Чукотского морей. В связи с этим возникает вопрос: не в этом ли смещении в сторону Евразийского континента «головы» плюма кроется предполагаемая многими исследователями асимметрия в раскрытии Канадского бассейна, а именно – откол Чукотско-Аляскинского континентальной микроплиты с перемещением ее в сторону Южно-Анюйского-Ангаючам ответвления Пацифика? Можно предположить, что в интервале средне-позднемезозойской активности Арктического плюма последний имел сложную конфигурацию и одно из его главных ответвлений распространялось от нижнемантийных глубин не вертикально, а наклонно, как это, например, доказано сейсмотомогрфическими данными для мезо-кайнозойского Африканского плюма. Возможно, в процессе постепенного отклонения в сторону современной Евразии поднимающегося Арктического плюма, «голова» этого плюма вовлекла в такое же перемещение отколовшуюся часть Пангеи (Чукотско-Аляскинскую микроплиту), что обусловило ротационный механизм раскрытия Канадского бассейна.

Сопоставление динамики и геохронологии юрско-среднемелового Арктического плюма с аналогичными факторами Канадского бассейна показывает опережающую и определяющую роль нижнемантийного апвеллинга в заложении и раскрытии в мезозое этого малого океана Арктики, который, наряду с Центральной Атлантикой, первым обозначил начало формирования глобальной линейной структуры Атлантического и Северного Ледовитого океанов. С середины юры грабенообразование происходило не только в Арктическом регионе, но и южнее, в будущей Северной Атлантике. В Гренландско-Канадском регионе интенсивное мезозойское растяжение датируется поздней (около 150 млн. лет), а возможно и средней юрой. Дальнейшее развитие рифтогенеза здесь приходится на апт-альб. На этом завершился этап меловой деструкции континентальной коры и сопровождавшего магматизма в Норвежско-Гренландско-Канадском регионе.

В целом Канадский бассейн представляет крайнее, северное окончание Атлантического океана и синхронен начальным стадиям раскрытия Центральной Атлантики. Дискретнопунктирное, сегментное возникновение спрединговых хребтов Атлантики свидетельствует, по-видимому, о дискретном во времени и пространстве проявлении обособленных нижнемантийных плюмов, генетически связанных с Африкано-Атлантическим суперплюмом. Таким образом, можно предположить, что в ходе раскрытия Атлантического океана действовала система сопряженных плюмов, один из которых – Арктический – стал причиной возникновения в мезозое Канадского океанического бассейна.

На северо-западном континентальном обрамлении (Восток Азии) Тихого океана обусловленный плюмовым механизмом магматизм проявился в иной структурной и геодинамической обстановках. Этап рифтогенеза и магматизма WPB-типа реализовался здесь на рубеже мела-кайнозоя и приурочен к интервалу между затуханием в позднем мелу окраинно-континентального Охотско-Чукотского вулканического пояса (ОЧвп) и оформлением в среднем эоцене Олюторско-Камчатского орогенного пояса (ОКамч). Этому интервалу соответствовал режим нарастающей компрессии. На пике режима сжатия между континентом и океаническими плитами возникло скольжение с образованием трансформной границы, сопровождавшейся сдвигами, сбросо-сдвигами и бассейнами пул-апарт Восточно-Азиатской рифтовой системы (ВАРС), которые нарушили былую активную окраину континента, включая ОЧвп. Большая часть синсдвиговых бассейнов ВАРС развивалась в наземных условиях, но непосредственно по трансформной границе континент-океан возник Хозгонско-Лесновско-Укэлаятский морской турбидитовый бассейн – пограничная с Пацификом структура ВАРС.

Приуроченные к ВАРС ареалы WPB-типа вулканитов образуют на краю континента обширную магматическую провинцию протяженностью более 2000 км и шириной до 700 км. В целом она аналогична выделяемым по всему миру LIPs, но имеет не внутриплитное, а окраинно-континентальное положение и связь с трансформной границей континент-океан.

Базитовые ареалы ВАРС характеризуются значительными вариациями составов при доминировании высокотитанистых пород оливин-базальтовой серии. По обогащенности высокозарядными элементами и характеру распределения редкоземельных элементов они близки к породам типа OIB-WPB, образующих LIPs Земли (в Сибири, Китае, на островах и поднятиях Тихого и Атлантического океанов и др.) и генетически связанных с неистощенным нижнемантийным плюмовым веществом. Однако часть основных пород ВАРС несут признаки влияния мантийных надсубдукционных источников геологического прошлого, что для вулканитов подобных провинций не является уникальным, и было отмечено во многих траппах и платобазальтах Земли. Таким образом, многокомпонентный состав синсдвигового базитового магматизма трансформной границы является результатом взаимодействия нижнемантийного апвеллинга с претерпевшей многоэтапное надсубдукционное плавление и метасоматоз литосферой окраины Азии. Базитовый магматизм ВАРС ассоциируется с салическим небольших объемов. Эти кремнекислые породы (придающие магматизму ВАРС контрастный облик) являются продуктом анатексиса больших объемов коры, протекавшего в условиях высокотемпературного режима, что было обусловлено воздействием на континентальную литосферу плюмового источника.

Данные сейсмотомографии подтверждают связь вулканитов ВАРС с латеральными ответвлениями низкоскоростного (LVa) нижнемантийного вещества от Тихоокеанского суперплюма. На западной периферии Тихого океана латеральные «тела» LVa регистрируются на двух уровнях: среднемантийном (1270-1470 км) и верхнемантийном (35-200-350 км). Их образование объясняется «послойным» центробежным перемещением горячего разуплотненного нижнемантийного материала при подъеме мезо-кайнозойского Тихоокеанского суперплюма. Возникший под окраиной континента нижнемантийный андерплейтинг явился причиной магматизма WPB-типа в ВАРС. На источники лав ВАРС мог оказывать влияние и входящий в систему Атланто-Африканского суперплюма Арктический плюм, инициировавший мезо-кайнозойскую Арктическую магматическую провинцию (LIP). Реальность взаимодействия (интерференции) двух этих суперплюмов доказана сейсмопрофилированием, обнаружившим, что на средне- и верхнемантийном уровнях под литосферой Восточной Азии происходит сочленение двух отрицательных сейсмоаномалий. Это свидетельствует, повидимому, о пространственном слиянии мантийных масс, отходящих от Тихоокеанского и Арктического плюмов, и указывает на возможный планетарный масштаб проявления нижнемантийного апвеллинга.

Сравнение LIP Арктики и базальтоидов ВАРС подчеркивает различие их структурной позиции и геодинамики формирования. Занимающая действительно внутриплитное положение LIP Арктики связана с эффектом диапирирующей «головы» Арктического плюма, индуцировавшей растяжение высокоширотной части Пангеи и образование системы расколов, которые послужили транспортом к поверхности плюмового вещества. Механизм заложения грабенов ВАРС был инициирован не диапирирующим влиянием плюма, а спецификой взаимодействия литосферных плит и оформлением трансформной границы континент-океан. Образованная в связи с трансформой окраинноконтинентальная зона разломов ВАРС, достигнув уровня распространения нижнемантийного вещества (в форме нижнемантийного подлитосферного андерплейтинга), способствовала выведению магматизма на поверхность в виде WPB-типа базальтов. Следовательно, специфика магматической провинции ВАРС (по масштабам сопоставивой с другими LIPs Мира) заключается в ее окраинноконтинентальной позиции близ трансформной границы континент-океан; сопровождавшие трансформу разломы были использованы расплавами как дренажные каналы из области нижнемантийного андерплейтинга. Таким образом, внутриплитная Арктическая LIP генетически связана с механизмом диапириризма кратона «головой» Арктического плюма, повлекшим растяжение циркумполярной части Пангеи и образование магмоподводящих разломов, а также структур Северного Ледовитого океана (в частности, многочисленных рифтов и Канадского бассейна). В противоположность этому механизму лавы окраинно-континетальной провинции ВАРС использовали при внедрении уже «готовую», ранее возникшую систему окраинно-континентальных разломов.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Филатова Н. И., Хаин В. Е.* Структуры Центральной Арктики и их связь с мезозойским Арктическим плюмом // Геотектоника. – 2009. – № 6. – С. 24-51. 2. Филатова Н. И. Окраинно-континентальный синсдвиговый маастрихт-палеогеновый магматизм Востока Азии (к проблеме «поясов» Корякско-Западно-Камчатского региона) // Петрология. – 2015. – Т. 4. – С. 363-385.

УДК.550.34, 550.344.56

СРАВНЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ МЕТОДОМ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ТРУБОК ВЗРЫВА АРХАНГЕЛЬСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

В. И. Французова, К. Б. Данилов

Федеральный исследовательский центр комплексного изучения Арктики РАН, г. Архангельск, Россия

Геофизические задачи, рассматриваемые в настоящей работе, связаны с чрезвычайно важной проблемой – освоения новых месторождений полезных ископаемых на территории Севера Русской плиты. Наличие алмазных, бокситовых и других месторождений полезных ископаемых на территории Архангельской области, как части этой территории, повышает актуальность проведения исследований и дает практическую значимость работе.

Представленные в настоящей статье исследования касаются оценки эффективности метода микросейсмического зондирования (ММЗ), предложенного Горбатиковым А. В. [1], адаптированного нами с учетом специфических особенностей геологической среды на территории Севера Русской плиты, приводящих к высоким трудовым затратам и снижению эффективности применения традиционных геофизических методов [2-4].

При этом на разных этапах выполнения этой задачи возникают некоторые проблемы, решение которых помогает доказать достоверность, получаемых этим методом, данных. Например, при обследовании трубок взрыва им. М.В. Ломоносова Золотицкого [2-3], С10 Ненокского [4] и Чидвинская Ижмозерского [5] полей ААП выявилась неоднозначность их отражения на геофизических разрезах ММЗ (трубка им. Ломоносова выражена низкоскоростным полем, а С10 и Чидвинская – высокоскоростные), что вызвало сомнения специалистов в достоверности результатов применяемого метода.

Замеры микросейсмических колебаний проводились вдоль профилей, пересекающих трубки взрыва. Профиля были продолжены за пределы трубок на расстояния, сравнимые с размером трубок. В случае трубок взрыва им М.В. Ломоносова и Чидвинская над телом трубки располагались порядка 10 пунктов замеров микросейсм, в случае трубки С10 – 4 пункта. Шаг между пунктами замеров составлял 50-100 м. Время регистрации микросейсмических колебаний в каждом пункте составляло 90 минут.

Обработка данных замеров выполнялась с использованием программного комплекса ДАК [6]. Технология измерений и обработки, включенных в программный комплекс, основана в большей мере на процедурах, описанных в работах [7-8]. Основные пункты технологии замеров микросейсм и их обработки, описаны в ряде наших материалов [3-4, 9].

Трубка им. М. В. Ломоносова располагается в пределах разломной зоны шириной от 1.5 до 2 км, с незначительной амплитудой вертикальных смещений, но с достаточно широкой зоной деформированных пород. Амплитуды разрывов в зоне максимальны в фундаменте и заметно затухают по разрезу [10]. В плане интрузия, размером 526×395 м, имеет форму почти правильного овала, где длинная ось ориентирована в меридиональном направлении. Трубка детально изучена различными геолого-геофизическими методами, в том числе бурением [10-11].

На геофизическом разрезе микросейсмического зондирования (рис. 1, *a*) видно, что в вертикальном срезе трубка представляет собой слабо сужающееся с глубиной конусовидное тело с раструбом у поверхности и двумя чашеобразными расширениями в интервалах глубин

от 100 до 200 м от ее поверхности. Наложение геологического разреза [11] на диаграмму распределения интенсивностей микросейсм, представленного на рис. 1, *a*, показывает, что выделенная низкоскоростная зона совпадает с бортами исследуемой трубки.



Рис. 1. Геофизические разрезы вдоль профилей, пересекающих трубки взрыва: (а) им. М. В. Ломоносова, с номерами выделенных низкоскоростных неоднородностей, (б) трубка Чидвинская Ижмозерского поля, (в) С10 Ненокского поля ААП: 1 - контуры трубки взрыва по геолого-геофизическим данным [10, 12]; 2 - предполагаемые контуры трубок взрыва по данным ММЗ

Трубка Чидвинская (рис. 1, δ , 2) является типичной воронкой взрыва с четко выраженным раструбом в верхней части, характеризующаяся сложным внутренним строением, обусловленным многофазностью ее формирования. Трубка представлена породами оливиновых мелилититов глиноземистой серии, характеризуется пониженными содержаниями окиси кальция (до 5,97 %) и воды (до 1,19 %) и повышенными – щелочей и углекислоты (до 5,94 и 5,62 % соответственно) [12]. По результатам исследования (рис. 1, δ) трубка взрыва Чидвинская отображается в виде высокоскоростного трубочного тела, контуры которого прослеживаются на глубину более 1000 м. В около трубочном пространстве к западу и к востоку от бортов трубки располагаются низкоскоростные зоны, представленные вертикальными полосами повышенной интенсивности, интерпретируемые как зоны разрывных нарушений. При этом можно отметить, что границы бортов трубки совпадают с известными по геофизическим данным контурами трубки.

Кроме того, результаты ММЗ находятся в согласии с результатами радиометрических исследований распределения таких показателей как суммарная интенсивность гаммаизлучения и объемная активность радона в почвенном воздухе [5]. По радиологическим данным следует, что в верхних горизонтах над трубкой наблюдается повышенное гаммаизлучение, границы трубок сопровождаются аномалиями эманаций радона в почвенном воздухе в результате развития газопроницаемых зон рудоконтролирующих разломов [5]. В частности, по результатам совместных радиологических и сейсмологических измерений на трубке Чидвинская, (рис. 2) проведенных в 2015 году, радиологические показатели – кривые изменений объемной активности радона в почвенном воздухе (точечная линия в верхней части графика 2) и суммарной активности гамма-излучения (сплошная линия в верхней части графика 2) имеют соответственно минимум и максимум над пространством трубочного тела, причем границы минимума и максимума совпадают с границами (бортами) трубочного тела. За пределами бортов к западу и к востоку проявляется, хорошо выраженные максимумы на первой кривой и соответственно наблюдается спад суммарной интенсивности гаммаизлучения. Аномальные концентрации радона, наблюдаемые на границах трубки Чидвинская, соответствуют контрастным вертикальным низкоскоростным зонам MM3, интерпретируемым как зоны повышенной трещиноватости горных пород на контактах с трубкой, по которым происходит подток радона в почвенные газы [5].





Трубка С10 Неноксного поля ААП изучена различными геолого-геофизическими методами [12-13], в том числе бурением (вскрыта буровой скважиной № С10/1 до глубины 150,4 м.). Мощность перекрывающих отложений – 47,4 м. [13]. Трубка принадлежит к щелочно-ультраосновному типу магнезиально-глиноземистой серии пород, щелочного или ультращелочного состава, натриевого типа щелочности, не имеющего аналога в мировой практике. В состав породообразующих минералов входят ортопироксен, клинопироксен, оливин (псевдоморфозы сапонита по оливину) в связующей массе [13].

На рис. 1, *в* отчетливо выделяется круто падающая зона повышенных скоростей с внедрением линзы еще более плотных пород. Ее размеры увеличиваются при приближении к поверхности с некоторой асимметрией. В пределах этой зоны выделяются, характерные для трубок взрыва, корневая (с глубины 2500 м), диатремовая (выше 1700 м), переходная – жерловая (выше 900 м) и кратерная (с глубины 100 м) части с раздувами даек. В левой части диаграммы прослеживается низкоскоростная зона вмещающих пород, наиболее выраженная в пределах глубин от 0 до 900 м, причем к западу на глубинах менее 150 м уже располагаются высокоскоростные породы. Согласно данным [14] низкоскоростная зона является, контролирующей трубку, частью Верховского разлома.

Уверенное совпадение результатов MM3 с геолого-геофизическими данными указывает на достоверность получаемых данных.

Различия в отображениях трубок на диаграммах зондирования микросейсмических полей могут быть связаны с особенностями состава трубок.

Исходя из анализа информации о составе трубок рассматриваемых полей ААП, представленной в работе [15], можно сделать следующее заключение: типоморфный состав трубок Ненокского и Ижмозерского полей практически одинаков, но несколько отличается от трубок Золотицкого поля. Известно также, что выход минералов тяжелой фракции из кимберлитовых пород всех трубок месторождения им. М. В. Ломоносова чрезвычайно низок, в то время как в трубке С10 он значителен [13-14, 16]. Отличия химического состава брекчии Неноксы заключаются в большем содержании кремнезема, глинозема, щелочей и соответ-

ственно пониженным содержанием магния и хрома, а также наличием (как в связующей массе, так и в хондрах) сростков вкрапленников моноклинного пироксена [14, 16]. Здесь же указывается на повышенное (на порядок) содержание натрия, связанного с наличием в породах фельдшпатидов, и на особенно большое соотношение щелочей N₂O/K₂O. Аналогичная информация о принадлежности породы трубки С10 к щелочно – ультраосновным вулканитам натриевого типа щелочности и об отличии их высоким отношением Na/K = 10,9 от пород известных трубок Ненокского поля содержится в работе авторов [13]. Подобная информация о значительном превышении в породах трубки Чидвинская натрия над калием содержится в работе [12]. Очень важное, на наш взгляд, отличие заключается в том, что кимберлиты трубки им. М.В.Ломоносова характеризуются примерно равными соотношениями между К2О и Na₂O, в то время как в породах трубок взрыва C10 и Чидвинская, наблюдается значительное превышение Na₂O над K₂O. Перечисленные различия в составе пород рассматриваемых трубок взрыва могут отражаться на результатах ММЗ. В самом деле, в связи с одинаковостью типоморфного состава пород трубок С10 и Чидвинская их поля ММЗ представлены высокоскоростными зонами. В отличие от них для трубки им. Ломоносова, с отличающимся типоморфным составом от пород этих трубок, поле ММЗ представлено низкоскоростной зоной. Понятно, что региональные отличия пород всех трубок отражаются индивидуальными особенностями каждой трубки, однако общая тенденция сохраняется.

По нашему мнению, наиболее существенно влияние на плотность пород в рассмотренных трубках и характер отражения их в микросейсмических полях оказывает наряду с другими причинами именно соотношение в породах трубок содержания калия и натрия. В конечном итоге эта близость отношения в трубках C10 и Чидвинская и их отличие с трубкой взрыва им. М. В. Ломоносова приводит в первом случае к одинаковости воспроизведения геологических разрезов в микросейсмических полях (обе трубки представлены высокоскоростными блоками, хотя с разной степенью выраженности). Во втором случае различие этого отношения приводит к иной выраженности на диаграммах фоновых микросейсм трубки им. М. В. Ломоносова, представленной на (рис. 1, a) в противоположность трубкам C10 и Чидвинская, низкоскоростным полем.

Таким образом, микросейсмические измерения позволяют не только выявлять с большой достоверностью местоположение эруптивных брекчий трубок взрыва, но позволяют дополнять информацию данными о структурах трубок взрыва и вмещающей среды на больших глубинах, в отличие от получаемой геофизиками аналогичной информации на незначительных глубинных уровнях. Кроме того, метод микросейсмического зондирования позволяет определить конфигурацию и свойства вмещающей и покрывающей сред, подтверждает зоны повышенной трещиноватости горных пород в около трубочном пространстве.

Сравнивая эффективность разных методик по результатам выявления трубок взрыва ААП, можно говорить о целесообразности применения метода ММЗ для изучения сложно построенных сред и других близвертикальных геологических неоднородностей разного типа не только на территории Архангельской области, и в других регионах. В частности, принимая во внимание геологические особенности Воронежского щита, можно предложить данный метод для изучения сложно построенных сред на Воронежском массиве, проведя предварительно совместный эксперимент при обследовании какого-нибудь участка. Заметим при этом, что предлагаемая методика использовалась нами с позитивными результатами и при изучении структуры земной коры Онежского полуострова [9, 17].

Работа выполнена в рамках программы НИР № 0410-2014-0031.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Горбатиков А. В. Пат. РФ № 2271554. // Бюлл. изобр. 2006.
- 2. Данилов К. Б. Применение метода микросейсмического зондирования для изучения трубки взрыва им. М. В. Ломоносова (Архангельская алмазоносная провинция) // Вестник КРАУНЦ. Серия Науки о Земле. 2011. .№ 1. Вып. 17. С. 231-237.

- 3. *Французова В. И., Данилов К. Б.* Структура трубки взрыва им. М. В. Ломоносова Архангельской Алмазоносной Провинции // Вулканология, сейсмология. – 2016. – № 5. В печати.
- Французова В. И., Данилов К. Б. Изучение погребенной трубки взрыва по промерам фоновых микросейсм // Modern methods of processing and interpretation of seismological data. Materials of the seventh International Seismological Workshop, Naroch, Belarus. – 2012, – P. 319-323.
- 5. Киселев Г. П. Данилов К. Б., Яковлев Е. Ю., Дружинин С. В. Радиометрические и сейсмометрические исследования кимберлитовой трубки Чидвинская (Архангельская алмазоносная провинция) // Вестник КРАУНЦ. Серия Науки о Земле – в печати.
- 6. Попов Д. В., Данилов К. Б., Иванова Е. В. Использование оригинального программного комплекса DAK для обработки цифровых записей микросейсм // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных : Материалы Шестой Международной сейсмологической школы. – Обнинск : ГС РАН, 2011. – С. 263-266.
- 7. Горбатиков А. В., Степанова М. Ю., Кораблев Г. Е. Закономерности формирования микросейсмического поля под влиянием локальных геологических неоднородностей и зондирование с помощью микросейсм // Физика Земли. 2008. № 7. С. 66-84.
- 8. Горбатиков А. В., Цуканов А. А. Моделирование волн Рэлея вблизи рассеивающих скоростных неоднородностей. Исследование возможностей метода микросейсмического зондирования // Физика Земли. – 2011. – № 4. – С. 96-112.
- 9. *Французова В. И., Макаров В. И., Данилов К. Б.* Скоростные неоднородности земной коры Юго-Восточного Беломорья по данным метода микросейсмического зондирования // Геофизические исследования. 2013. Т. 14. № 3. С. 46-54.
- 10. Вержак В. В., Медведев В. А., Веричев Е. М. и др. Отчет о результатах разведки кимберлитовых трубок месторождения им. М. В. Ломоносова в 1983-1987 гг. // Архангельск: ПГО «Архангельскгеология» Беломорская геологоразведочная экспедиция, 1987. – 1987. – 2534 с.
- 11. Вержак В. В., Гаранин К. В. Экологические проблемы освоения месторождений алмаза Архангельской алмазоносной провинции и некоторые пути их решения // Геология алмазов – настоящее и будущее. – Воронеж, 2005. – С. 246-260.
- 12. Еременко А. В. Особенности геологического строения, вещественного состава и геодинамики формирования трубок взрыва Ижмозёрского поля Архангельской алмазоносной провинции : Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. – М. : МГРИ, 2004.
- 13. Лешуков С. И., Белов А. В., Прусакова Н. А. и др. Поисковые работы на алмазы на Онежской площади (Архангельская область). Отчет по объекту 1-75/07. Гос. контракт № 1. Лицензия АРХ 01210 КП // ЗАО Архангельские Алмаз. 2010. 1864 с.
- 14. *Станковский А. Ф., Данилов М. А., Гриб В. П., Синицин А. В.* Трубки взрыва Онежского полуострова // Сов. Геология. – 1973. – № 8. – С. 69-79.
- 15. *Еременко А. В., Ненахов В. М.* Геология и геодинамическая модель формирования трубок взрыва Архангельской алмазоносной провинции // Вестник Воронежского университета. Серия Геология. 2002. № 1. С. 36-42.
- 16. *Каминский* Ф. В. Щелочно-базальтовые брекчии Онежского полуострова // Изв. АН СССР. Сев. Геол. 1976. № 7. С. 50-59.
- 17. Французова В. И., Данилов К. Б. Опыт применения метода микросейсмического зондирования для выявления геологических неоднородностей в Архангельской области» // 100 лет инструментальных наблюдений на Камчатке 1915-2015. Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России : Материалы научно-техн. конференции. г. Петропавловск-Камчатский, 27.09.-3.10.2015. Статья и доклад на сайте http://emsd.ru/conf2015lib/, раздел «Моделирование в геофизике».

РЕЗУЛЬТАТЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ КОМПЛЕКСА АЭРОКОСМИЧЕСКИХ И НАЗЕМНЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ СЕЙСМОАКТИВНЫХ ЗОН ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ РЕГИОНОВ

А. Л. Харитонов

Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н. В. Пушкова РАН, г. Москва, Россия

Одной из фундаментальных задач современной российской геофизики является проблема исследования глубинного строения различных регионов Восточно-Европейской платформы и сопредельных сейсмоактивных регионов Кавказа, Крыма, Карпат и зоны Торквиста-Тейсейра для разработки новых геофизически-обоснованных методик сейсмического прогноза, поскольку на этих густонаселенных территориях расположено много потенциально опасных технических объектов (атомные и гидроэлектростанции, магистральные нефтегазотрубопроводы и многое другое). В решении этой задачи большую помощь могут оказать надежные спутниковые геомагнитные съемки космическими аппаратами «MAGSAT», «CHAMP», «SWARM» [1-3]. Несомненное достоинство спутниковых съемок заключается в быстроте проведения измерений на огромных территориях и высокая частота их повторяемости, что позволяет увеличить надежность прогнозов сейсмической деятельности, особенно в районах Северного Кавказа, Дагестана, Таманского полуострова, Крыма и некоторых других.

Рассмотрим результаты анализа геомагнитного поля низкоорбитального космического аппарата (КА) «СНАМР», который был запущен на меридиональную орбиту вокруг Земли. Точность измерений компонент и модуля вектора индукции геомагнитного поля 6 и 1 нТл соответственно. Система определения положения КА «СНАМР» на орбите позволяет определять географические координаты (φ , λ) с точностью 1 см, а высоту (h) с точностью 10 м. В течение суток КА «СНАМР» проводит измерения вдоль 14 меридиональных витков. Небольшое смещение витков КА «СНАМР» по широте на 2 градуса ото дня ко дню позволяет покрыть регулярной сетью измерений всю поверхность над Землей.

Методика обработки аэрокосмических геомагнитных данных. Для анализа пространственной структуры геомагнитного поля (а более правильно, его следует называть электромагнитным полем) в пределах меридионального сектора, и в особенности районов достаточно интенсивных магнитных аномалий, связанных с Кавказко-Черноморским и Средиземноморским регионами, отделяющим слабо сейсмически активную Восточно-Европейскую платформу (с ядром в виде Курской магнитной аномалии) от прилегающих сейсмоактивных территорий была проведена математическая обработка (вычисление синтезированных значений так называемого главного геомагнитного поля и их удаление из измеренного поля, отбраковка некондиционных данных методом естественных ортогональных составляющих, спектрального анализа методом максимальной энтропии и других компьютерных программ) и численная интерпретация вдоль 100 витков КА «СНАМР» покрывающих территорию от 15 до 60 градуса восточной долготы и в пределах географических широт от +60 до -60 градусов.

Одним из методов выделения аномального геомагнитного поля (аномального приращения компонент полного вектора индукции геомагнитного поля) связанного с коромантийными электромагнитными неоднородностями исследуемого региона на фоне поля помех, связанных с внешними источниками и погрешностями измерений являются методы дифференциальной магнитометрии [4-5]. Результаты расчетов для (Z) компоненты курсового дифференциала геомагнитного поля показывают, что компоненты дифференциала позволяют лучше выделить, например, электромагнитные аномалии, связанные с разломными структурами, чем при геофизической интерпретации просто аномального геомагнитного поля.

Далее для анализа геомагнитных данных, измеренных на КА «СНАМР» были использованы алгоритмы решения прямой и обратной задач по данным разностного геомагнитного поля, подробно изложенные в [3]. Это позволяет строить вертикальные разрезы электромагнитных неоднородностей тектоносферы по результатам проведенных расчетов, по данным измеренного на космическом аппарате геомагнитного поля.

Некоторые результаты геофизической интерпретации аэрокосмических и наземных данных. Известно, что только комплексный анализ магнитных, гравитационных и других геофизических данных может дать более объективное и достоверное представление о глубинном строении изучаемого Восточно-Европейского сектора исследований. Поэтому, для верификации результатов расчетов спутниковых карт и разрезов, авторы провели сопоставление построенных ими спутниковых магнитных карт и спутниковых пространственноволновых электромагнитных разрезов с имеющимися на некоторые районы наземными картами, построенными по гравитационным и сейсморазведочным данным. Например, на картах в пределах Восточно-Европейского сектора исследований существует несколько участков, где земной коре присущи признаки рифтовых структур. Эти участки связаны с зоной сочленения Восточно-Европейской платформы с более молодыми структурами Красноморско-Средиземноморского сейсмоактивного, разбитого разломами складчатого пояса, являющегося границей Европейского, Африканского и Азиатского континентов. Так, например, по спутниковым гравитационным данным [5] наблюдаются достаточно значительные аномалии, связанные с неоднородностями верхней мантии в районе Азово-Донецкого авлакогена, особенно во впадине Черного моря, Кавказа и активизированных герцинидах Урала.

Однако даже по имеющимся неполным гравитационным данным можно наблюдать достаточно хорошую корреляцию в пределах Восточно-Европейского сектора магнитной карты, построенной по спутниковым магнитным данным и карты гравитационных мантийных аномалий в районе Черноморской глубоководной впадины, отличающейся сильными отрицательными значениями магнитного (до –60 нТл) и гравитационного (до +150 мГал) поля по конфигурации совпадающими с очертаниями Черноморской впадины.

По данным теплового потока [7-8] на анализируемой территории наблюдаются интенсивные аномалии в районе линии Торнквиста-Тейсейра, где фиксируются повышенные значения теплового потока, который образует определенную почти меридиональную аномалию, расположенную вдоль границы с Восточно-Европейской платформой. Здесь также сосредоточена значительная часть очагов землетрясений [5].

Глубинные разрезы земной коры и верхней мантии по геотраверсу (Черное море – Предуральский прогиб) [7] показывают, что в районе Азово-Донецкого авлакогена на глубине около 100 км наблюдается резкое значительное повышение температуры верхней мантии от 800 градусов (нормальные значения для этой глубины) до 1400 градусов [6]. Известно, что глубинные сейсмоактивные разломы часто секут всю земную кору. Под опасными сейсмоактивными разломами мы подразумеваем глубокие вертикальные или почти вертикальные разломные структуры достаточно большой ширины, где происходит механическое смещение соседних блоков земной коры или в начальной стадии развития начинают меняться электромагнитные параметры среды, за счет накопления деформационных изменений в ранее монолитных горных породах. При исследованиях глубинных разломов спутниковые электромагнитные разрезы имеют некоторые преимущества. По ряду прямых и косвенных признаков такие разрезы позволяют непосредственно проследить зоны тектонических разломов, как по простиранию, так и в глубину. Наблюдаемая по спутниковым геомагнитным данным отрицательная аномалия в районе Азовского моря может быть связана с индуктивно намагниченными (электромагнитными) неоднородностями на глубине 100 км в литосфере исследуемого региона. Для проверки этого предположения была решена прямая задача магнитометрии для отдельных изолированных аномалий, по методике, изложенной в [3].

Таким образом, ряд исследователей считает, что в прикраевой части Восточно-Европейской платформы существуют погребенные рифтовые сейсмоактивные системы [9]. А источники аномалий в этих зонах охватывают огромные интервалы глубин – до 150-170 км. Интенсивные отрицательные геомагнитные аномалии на спутниковой карте, в районе Черного моря и полуострова Крым подтверждаются значительными гравитационными аномалиями, аномалиями теплового потока и проводимости в которых заметную роль играют аномальные эффекты мантийного происхождения.

Выводы. Проведенное по спутниковым данным изучение аномального магнитного поля Восточно-Европейской платформы и прилегающих сейсмоактивных Кавказско-Черноморского регионов совместно с другими (гравитационными, температурными, сейсмическими) геофизическими данными, характеризующими глубинное строение позволило создать некоторую комплексную модель строения тектоносферы данного региона. При этом решен ряд важных задач, имеющих самостоятельное значение.

По аэрокосмическим данным выявлены и приближенно оконтурены крупные литосферные неоднородности Восточно-Европейской платформы и прилегающих сейсмоактивных Кавказско-Черноморского и частично Средиземноморского регионов по результатам количественной геофизической интерпретации построенных авторами спутниковых карт «СНАМР» разностного геомагнитного поля.

Построены комплексные геофизические глубинные разрезы литосферы исследуемого региона. Для этого использованы спутниковые геомагнитные данные, глубинные температурные и сейсмологические данные. Достоверность магнитной модели [9] проверена решением прямой задачи для отдельных изолированных глубинных неоднородностях литосферы, выявленных сопоставлением с температурными данными и данными глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ).

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Sabaka T., Olsen N. Comprehensive modelling of the Earth's magnetic field: current status and future prospects // DMI Scientific Report 03-09. OIST-4 PROCEEDINGS 4. 4-th Oersted International Science Team Conference. Copenhagen. 2003. P. 21-30.
- 2. *Хассан* Г. С., *Харитонов А Л., Серкеров С. А.* Исследование глубинного строения по спутниковым магнитным и гравитационным данным // Исследование Земли из космоса. – 2003. – № 1. – С. 28-38.
- 3. *Цветков Ю. П., Ротанова Н. М., Харитонов А. Л.* Повысотная структура магнитных аномалий по градиентным измерениям в стратосфере // Геомагнетизм и аэрономия. 2004. Т. 44. № 3. С. 412-418.
- 4. *Фонарев* Г. А. Градиентные измерения с движущимся магнитометром // Геомагнетизм и аэрономия. 2005. Т. 45. № 4. С. 576-577.
- 5. Сологуб В. Б. Литосфера Украины. Киев : Наукова Думка, 1986. 183 с.
- 6. Gravity anomaly map of Asia. Scale 1:9 000 000 // Published by the Aeronautical Chart and Information Center US Air Force. 1971. 4 p.
- 7. *Бурьянов В. Б.* Геофизическая модель тектоносферы Европы. Киев : Наукова Думка, 1987. 183 с.
- 8. *Аширов Т. А.* Карта теплового потока территории СССР, масштаб 1:5 000 000 // АН Украины. Ин-т геофизики им. И. С. Субботина. 1991. 4 с.
- 9. *Сологуб В. Б., Черкунов А. В.* Литосфера Юго-Восточной Европы по данным геофизики // Изв. АН УССР. Сер. Геология. – 1983. – № 12. – С. 3-12.

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ НЕКОТОРЫХ СТРУКТУР ЦЕНТРАЛЬНОГО ТИПА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ С УЧЕТОМ ДАННЫХ ДЕШИФРИРОВАНИЯ КОСМИЧЕСКИХ СНИМКОВ

А. Л. Харитонов

Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н. В. Пушкова РАН, г. Москва, Россия

Введение. Некоторыми авторами выявлена корреляционная взаимосвязь расположения месторождений различных типов полезных ископаемых и структур центрального типа. По данным дешифрирования космических снимков поверхности рельефа Восточно-Европейской платформы (ВЕП) различными авторами [1-5] было выявлено множество структур центрального типа (СЦТ) разного типа и размера (от нескольких сотен метров до нескольких тысяч километров). Большинство этих структур центрального типа возникло в процессе геологической эволюции Земли. Структуры центрального типа Восточно-Европейской платформы имеют различный возраст и различные виды физических механизмов их образования, определяющих их морфологические поверхностные и глубинные особенности и их пространственные размеры. Известно, что ВЕП и окружающих сопредельных регионах имеется несколько различных физических механизмов образования структур центрального типа: магматический (плюмовый, магмато-вулканический, грязе-вулканический), метеоритный, дегазационно-взрывной, тектонический (цилиндрические дайки), метаморфический, сейсмический, комплексный. Отмечают разные поверхностные морфологические особенности структур центрального типа на ВЕП: кольцевые валообразные, спиралевидные и конусообразные поверхностные структуры. Пространственные размеры выявленных разновозрастных структур центрального типа, наблюдаемые на территории Восточно-Европейской платформы колеблются от нескольких сот метров до тысяч километров в диаметре. Примеры некоторых структур центрального типа, расположенных на Восточно-Европейской платформе, выявленных по комплексу геолого-геофизических данных и данных дешифрирования космических снимков показаны на рис. 1-2.

Методы исследования. Для выявления структур центрального типа на Восточно-Европейской платформе, помимо геолого-геофизических данных, были использованы материалы дешифрирования космических снимков. Целым рядом авторов [3-5] было отмечено, что с уменьшением разрешающей способности космических изображений, то есть генерализацией космических изображений, из них может быть извлечена структура земной коры все более глубоких ее горизонтов. Кроме того, было установлено, что более надежная корреляционная связь проявляется между результатами космических изображений и геофизическими полями, а не с геологическими материалами, изображенными на региональных геологических картах. Идеи академика Яншина А. Л. относительно важности изучения механизма зондирования по космическим изображениям глубинных геологических структур [5] также показывает актуальность изучения глубинного строения структур центрального типа.

Теоретические представления о структурах центрального типа. Хорошо известно, что на ранней стадии эволюционного формирования Земли произошло образование гигантских (тысячи километров) древнейших структур центрального типа – нуклеаров, проявляющихся на поверхности Земли в виде огромных кольцевых валообразных структур, которые также можно наблюдать на многих планетах Солнечной системы. В фанерозойский геохронологический период произошел распад первичного праматерика – Гондваны на несколько отдельных морфоструктурных элементов, которые постепенно начали отодвигаться друг от друга. Это привело к расколу нуклеаров, оказавшихся в зоне раздвижения вновь образовавшихся материков. Большинство гигантских (тысячи километров в диаметре) структур центрального типа (нуклеаров) образовалась в результате возникновения мантийных плюмов и суперплюмов, внедрившихся в земную кору из мантии в определенный геохронологический период эволюции Земли. К структурам центрального типа первого порядка на Восточно-Европейской платформе можно отнести Балтийскую (4), Украинскую (7), Московскую (8), Прикаспийскую (9), Ямало-Ненецкую (10) (рис. 2). На Восточно-Европейской платформе имеются и структуры центрального типа меньшего порядка, такие как Тимано-Печорская СЦТ (39), Волго-Уральская СЦТ (40) и некоторые другие изображенные на рис. 1, которые образуются в бортовых зонах структур центрального типа более высшего порядка, таких как Ямало-Ненецкая СЦТ (10), Прикаспийская СЦТ (9) и некоторых других изображенныхе на рис. 2.

Глубинные морфологические особенности магматических структур центрального типа, выявленных на Восточно-Европейской платформе, в общем виде можно представить следующим образом (рис. 3).



Рис. 1. Комплексная геолого-геофизическая схема расположения некоторых структур центрального типа второго порядка, тектонических нарушений и изолиний аномального магнитного и гравитационного полей в пределах Восточно-Европейской платформы. 1 – изодинамы положительных значений аномального магнитного поля, 2 – изодинамы отрицательных значений аномального магнитного поля, 3 – изодинамы нулевых значений аномального магнитного поля, 4 – верхнекоровые тектонические разломы, 5 – уступы рельефа по данным космических фотоснимков, 6 – оси простирания мезозойских и палеозойских структур, 7 – концентрические и дуговые линеаменты, связанные с кольцевыми и дуговыми тектоническими разломами, 8 – линеаменты, 9 – краевые ограничения геоблоков с разным типом земной коры по геолого-геофизическим данным, 10 – краевые ограничения геоблоков с разным типом земной коры по геолого-геофизическим данным, гокома, 11 – формационные комплексы слоев ВЕП, 12 – области распространения орогенных гранитоидов, 13 – структурно-вещественные комплексы ВЕП по геолого-геофизических снимков, 14 – структурно-вещественные комплексы ВЕП по данным дешифрирования космических снимков, 15 – глубинные литосферные разломы, 16 – складчатые структуры фундамента, 17 – значения мощности земной коры в километрах



Рис. 2. Основные известные в настоящее время структуры центрального типа первого порядка. В частности, на территории Восточно-Европейской платформы и примыкающих к ней территориях расположены структуры центрального типа первого порядка такие как: 4 – Балтийская СЦТ, 7 – Украинская СЦТ, 8 – Московская СЦТ, 9 – Прикаспийская СЦТ, 10 – Ямало-Ненецкая СЦТ



Рис. 3. Схема глубинного строения плюмовых структур центрального типа. 1 – породы «осадочного» слоя земной коры; 2 – породы «гранитного» слоя земной коры; 3 – породы «базальтового» слоя земной коры; 4 – породы литосферного слоя мантии Земли; 5 – породы астеносферного слоя мантии Земли; 6 – скопление рудных полезных ископаемых на пересечении субгоризонтальных границ физических слоев Земли и субвертикальных границ СЦТ; 7 – скопление газофлюидных полезных ископаемых на пересечении субгоризонтальных границ физических слоев Земли и субвертикальных границ СЦТ; 8 – границы, разделяющие физические слои земной коры; 9 – границы, разделяющие физические слои мантии Земли; 10 – направление субвертикального потока тепломассопереноса вещества мантии к поверхности Земли

В недрах Земли, в результате продвижения из мантии к поверхности Земли магматических образований термальных плюмов [1] образуется усеченная воронкообразная глубинная структура, по граничным зонам которой винтообразно продвигаются к поверхности газотермальные и гидротермальные потоки. **Геолого-геофизическая интерпретация данных, приведенных на схеме дешифрирования космических снимков, в пределах Восточно-Европейской платформы**. На схеме дешифрирования космического снимка отчетливо выделяются кольцевые структуры, расположенные вдоль краевого шва Восточно-Европейской платформы. Кольцевые структуры ВЕП обусловлены гранито-гнейсовыми образованиями фундамента. На северном обрамлении Восточно-Европейской платформы, в районе верхней части Печоро-Двинского междуречья отчетливо выделяется региональная кольцевая Тимано-Печорская структура центрального типа второго порядка (отмечена номером 39 на рис. 1), осложняющая Ямало-Ненецкую СЦТ первого порядка (отмечена номером 10 на рис. 2).

По результатам комплексных геолого-геофизических исследований и данных дешифрирования космических снимков были построены схематические глубинные разрезы земной коры, пересекающие Тимано-Печорскую СЦТ (рис. 4) и некоторые другие регионы.



Рис. 4. Результаты измерений комплекса различных физических полей вдоль широтного профиля, пересекающего территорию Восточно-Европейской платформы по 65 градусу северной широты. 1 – значения высота рельефа поверхности Земли (в метрах) вдоль профиля; 2 – линия, показывающая среднюю высоту уровня мирового океана; 3 – значения глубины (в километрах) нижней границы осадочного чехла и складчатого основания фундамента земной коры вдоль профиля; 4 – значения глубины границы Мохоровичича (в километрах); 5 – глубинные боковые границы Тимано-Печорской структуры центрального типа; 6 – аномальные значения теплового потока (dQ) из недр Земли; 7 – значения аномалий гравитационного поля Земли (dg); 8 – усредненные значения теплового потока (*Qcp*) из недр Земли

Из построенного геолого-геофизического разреза, пересекающего Тимано-Печорскую структуру центрального типа (рис. 4) можно видеть, что на границе Мохоровичича имеется глубокая (около 10 километров) воронкообразная депрессия, являющаяся основанием этой СЦТ в земной коре. Аналогичные воронкообразные депрессии наблюдаются на этом геолого-геофизическом разрезе в значениях глубины залегания границы (4), разделяющей породы осадочного чехла и породы кристаллического фундамента (3), а также в значениях уровня рельефа поверхности Земли (1). Валообразная кольцевая структура, оконтуривающая на поверхности Земли Тимано-Печорскую структуру центрального типа вместе с аналогичными структурами в глубине земной коры позволяют наметить субвертикальные глубинные границы (5) этой СЦТ, наклоненной на запад под небольшим углом к вертикали. Однако, как можно видеть из графика аномальных значений теплового потока (dQ), поступающего из недр Земли (6), кольцевая структура аномального теплового потока несколько смещена на восток относительно выхода Тимано-Печорской структуры центрального типа на поверхность Земли. Это говорит о том, что тепловой поток распространяется в соответствии с направлением более глубокой, чем земная кора, «корневой» мантийной структуры центрального типа, имеющей несколько иное направление погружения в мантию.

Выводы.

 По результатам применения комплексных данных дешифрирования космических снимков, аномального магнитного, гравитационного полей на территории Восточно-Европейской платформы выявлены основные структуры центрального типа первого и второго порядков, которые могут быть связаны с месторождениями полезных ископаемых. 2. На Восточно-Европейской платформе построены комплексные геофизические разрезы земной коры, которые подтверждают теоретическое глубинное строение некоторых структур центрального типа, образованных палеоплюмами.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Горный В. И. и др. Модель мантийно-литосферного взаимодействия по данным комплексирования на геотраверсе Уролсейс сейсморазведки и дистанционного геотермического метода. Глубинное строение и геодинамика Ю. Урала. Тверь, 2001. С. 227-238.
- 2. Кац Я. Г., Тевелев А. В., и др. Основы космической геологии. М. : Недра, 1988.
- 3. *Макаров В. П., Скобелев С. Ф., Трифонов В. Г. и др.* Исследование природной среды космическими средствами // Геология и геоморфология. М. : Наука, 1974. Т. 2. С. 9-42.
- 4. Соловьев В. В. Структуры центрального типа территории СССР по данным геологогеоморфологического анализа. – Л. : Изд-во ВСЕГЕИ, 1978. – 25 с.
- 5. *Яншин А. Л., Зятькова Л. К.* Развитие и использование исследований природных явлений и ресурсов Сибири и на Дальнем Востоке // Исследование Земли из космоса. 1980. № 1. С. 40-48.

УДК 553.491.8.04:551.311(470.32)

ГЕОДИНАМИКА И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ПЛАТИНОИДОВ ВКМ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ РОССИЯ)

Н. М. Чернышов

Воронежский государственный университет, г. Воронеж, Россия

В недрах докембрийского фундамента Воронежского кристаллического массива (ВКМ) – крупного (640×1000 км) сегмента Восточно-Европейской платформы (ВЕП), сосредоточено значительное количество разномасштабных промышленных и потенциально промышленных типов платиноносных формаций, степень продуктивности которых определяется спецификой последовательно сменяющихся во времени геодинамических режимов формирования коры континентального типа (табл. 1).

Раннеархейская эпоха становления литосферы связана с механизмом формирования своеобразных доменов межплюмового торошения и последующим образованием, в пределах гранит-зеленокаменной области (ГЗО) КМА, континентальных разномасштабных нуклеократонов (Курско-Бесединский, Шептуховский, Комаричский и др.) с характерным для ранних зеленокаменных поясов (ЗП-1) рисунком и высокой изменчивостью состава пород. Относительно слабая дифференцированность раннеархейской земной коры, сравнительно небольшое разнообразие формационных типов магматогенных пород, являющихся в основном вулкано-интрузивными дифференциатами примитивной коматиит-базальтовой магмы с крайне ограниченным участием в их образовании корового материала, преобладающее развитие в составе структурно-вещественных комплексов (СВК) плагиогранито-гнейсовых образований, которые совместно с вулкано-интрузивными магматитами принадлежат по-существу к единому геодинамическому континиуму, определяют в совокупности ограниченное развитие платиноносных типов (бесединский, обоянский [3, 7]) рудных формаций, не имеющих, как правило, промышленного значения (табл. 1).

С развитием рудогенеза на сравнительно маломощной коре связано формирование позднеархейских (неоархейских) коматиитсодержащих зеленокаменных поясов. Возрастание степени дифференцированности и латеральной неоднородности в процессе энсиалического рифтогенеза (с последующей коллизией с элементами субдукции и аккреции) и сопряженных

с ним термодинамических обстановок глубинного петрогенезиса и внедрения мантийных расплавов, претерпевших контаминацию материалом коры, обусловили [3, 7] появление заметно большего разнообразия СВК, усложнение состава и структуры слагающих их формационных рядов магматических и метаморфических породных ассоциаций, существенное расширение спектра и продуктивности благороднометалльносодержащих формаций. В их числе: а) платиносодержащая сульфидно-медисто-никелевая и платиносодержащая хромитовая, ассоциирующие с коматиитами михайловской серии и комагматичными им интрузивными ультрамафитами, представляющими собой лишь отдельные члены единой рудномагматической системы (РМС) (олимпийский тип; табл. 1); б) золото- и палладийсодержащая колчеданная среди основных вулканитов той же серии (авильский тип); в) золоторудная сульфидно-кварцевая в средних и кислых вулканитах и железисто-кремнистых породах (южнореутецкий тип).

Таблица 1

	Рудовмещающие формации (серии, комплексы)	Генетические типы платиноидных месторождений, проявлений и потенциальных объектов				
Типы структур		Типы	Установ- ленные		Прогно- зируемые	
			Крупные	Средние и мелкие	Крупные	Средние и мелкие
Раннеплатформенный. Рифты и реактивизи- рованные разломы внутриплитного развития	Щелочно- ультрамафитовая с карбонатитами	Платиносодержащая апатит- магнетитовая (дубравинский)				+
	Трапповая. Трокто- лит-габбро-долери- товые плутоны.	Смородинско-новогольская группа: 3. Платиносодержащий тита- номагнетитовый с ванадием 2. Малосульфидный платино- металльный 1. Сульфидный платиноидно- медно-никелевый		+++++	+++	+
Реактивизированные разломы, наложенные прогибы аллохтонно- го типа в зонах сочле- нения разнотипных структур	Кольцевые габбро- норит-кварц- монцонит-гранитные плутоны	Малосульфидный платиноме- талльный (Pt-Pd, ольховский)				+
	Габбро-верлитовая	Сульфидная платиноидно- медно-никелевый (Pt-Pd, шукавский)		+		+
	Углеродистая вулка- ногенно-осадочная, конгломераты зон несогласия	Платиноидно-золоторудный (Pt-Pd-Au, воронежский)				+
Аккреционный (со сложным сочетанием растяжения и сжатия)	Высокоуглеродистые вулканогенно- осалочные спанцы и	 Платиноидно-золоторудный (кшенский) 		+	+	
	их метасоматиты	1. Золото-платино-металльный (тимской)	+	+	+	

Геолого-генетические типы промышленных и потенциально промышленных платиноносных рудных формаций ВКМ (Центральная Россия; по [3, 4] с дополнениями)

Типы структур	Рудовмещающие формации (серии, комплексы)	Генетические типы платиноидных месторождений, проявлений и потенциальных объектов				
		Типы	Установ- ленные		Прогно- зируемые	
			Крупные	Средние и мелкие	Крупные	Средние и мелкие
Субдукция, зоны рас- сеянного спрединга (Хоперский мегаблок, Волго- Уралия)	Высокоуглеродистые сланцы и эруптивные брекчии, графитизи- рованные гнейсы	Палладиевый-золото-ртутно- серебряный (Pd-Au-Hg-Ag, троицкий)		+		+
	Ортопироксенит- норит-диоритовая	Сульфидный платиноидно- медисто-никелевый (Pt-Pd-Au, еланский)		+	+	
	Дунит-перидотит- пироксенит-норит- габбровая	 Малосульфидный платино- металльный (Pt-Pd, елань-вязовский) Сульфидный платиноидно- медно-никелевый (Pt-Pd, мамонский) 		+	+	+
		1. Платиносодержащий хроми- товый (Pt-Pd, Ru, садовский)		+		+
	Высокоуглеродистые сланцы и графитизи- рованные гнейсы	Платиноидно-золоторудный (Au-Pt-Pd, воронцовский)		+	+	+
Реактивизированные рифты, деструкция архейского блока (Курский мегаблок, Сарматия)	Перидотит- габбронритовая	Сульфидный платноидно- медно-никелевый (Pd-Pt, золотухинский)		+		+
	Железисто- кремнисто-сланцевая	 Золото-платиносодержащий в межрудных сланцах (Pt-Pd-Au, оскольский) 	+	+	+	+
		 Золото-платиносодержащий в железистых кварцитах (Pt-Pd-Au, курский) 	+	+	+	+
	Кварцевые конгломе- раты зон несогласий	Золото-уран-плати- носодержащий (Au-U-ЭПГ, стойленский)		+	+	+
Энсиалический рифтогенез с прояв- лениями субдукции, коллизии и аккреции (поздний архей)	Осадочные и вулка- ногенно-осадочные с колчеданным оруде-	Колчеданный золото- палладийсодержащий (Au-Pd, авильский)		+		+
	Коматиит- базальтовая и дунит- перидотитовая	Сульфидный платиносодер- жащий медисто-никелевый (Pt-Pd, олимпийский)		+		+
Этап формирования раннеархейской про- токоры – нуклеокра- тонов	Углеродистая (графи- тизированная) вулка- ногенно-осадочная	Платиносодержащие графити- зированные гнейсы (Pt-Pd-Au, обоянский)		+		+
	Перидотит- пироксенит- габброноритовая	Сульфидный платиносодер- жащий медно-никелевый (Pt-Pd, бесединский)		+		+

Минерагения платиноносных формаций в общей модели эволюции литосферы в раннем протерозое во многом определялась разноранговыми по своей тектонической природе структурами КМА, Хоперского мегаблока и Лосевской шовной зоны.

В формировании литосферы структуры КМА в раннем протерозое отчетливо выделяется четыре этапа – протоплатформенный, континентальный рифтогенез с рядом стадий, коллизионный и заключительный раннеплатформенный, каждый из которых отличается составом СВК и ассоциирующих с ними рудообразующих систем (табл. 1). Среди них особый интерес представляет группа новых, полигенных по своей природе, нетрадиционных источников платинометалльного и золото-платинометалльного оруденения, ассоциирующего с железистыми кварцитами месторождений-гигантов КМА (курский тип) и разновозрастными черносланцевыми толщами (комплексные платиноидно-золоторудные) и их метасоматитами (тимской, старооскольский и кшенский типы; [3-6]). В наращивании благороднометалльного потенциала КМА важное значение представляет и ряд других мало исследованных рудных формаций: а) золото-платино-ураноносная в конгломератах (стойленский тип); б) платиноидно-золотосодержащая кор выветривания железистых кварцитов и сланцев; в) золотоплатиносодержащая в сульфидизированных стратифицированных толщах глазуновской серии [1, 3-4, 7].

В эволюции литосферы ВКМ особая роль принадлежит Лосевской шовной зоне (ЛШЗ). Её структура и вещественное наполнение свидетельствует о проявлении различных геодинамических обстановок, отвечающих деструкции Сарматии (лосевская вулканогенная серия, габброиды рождественского комплекса), субдукции и коллизии Сарматии и Волго-Уралии с последующим формированием в его пределах наложенных структур Байгоровского вулкано-плутонического СВК (воронежская свита, платиносодержащие верлит-габбро-диабазовый (шукавский) и монцонит-габбронорит-гранитный (ольховский) комплексы) [3, 7].

В секторе Волго-Уралии, на ее пассивной окраине, формировался бассейн седиментации (воронцовская серия) с последующим проявлением внутриплитного периконтинентального магматизма (мамонскийи еланский ультрамафит-мафитовые и мафитовые комплексы) в связи с автономно развивающимся плюмом в условиях растяжения по механизму рассеянного спрединга, сопровождавшего процесс субдукции Курского и Хоперского мегаблоков [3, 7]. Многообразие геодинамических обстановок длительного формирования коры континентального типа и её структурно-вещественной эволюции определили широкий спектр платиноносных рудных формаций и высокую степень их продуктивности. Среди них: а) сульфидная платиносодержащая медно-никелевая (мамонский тип); б) сульфидная платиносодержащая кобальт-медисто-никелевая (еланский тип); в) платиносодержащая хромитовая и титаномагнетитовая (садовский и моховской типы); г) малосульфидная платинометалльная (елань-вязовский тип) в составе мамонского ультрамафит-мафитового комплекса; д) колчеданная палладий-ртуть-золото-серебрянная и благороднометалльносодержащая в углеродистых сланцах и гнейсах (воронцовский тип) и др. [2-3, 7]

Состав и закономерности размещения платинометалльного оруденения раннеплатформенного этапа определяются глубинностью подкоровых выплавок магматических расплавов и локализацией ассоциирующих с ними РМС преимущественно в зонах глубинных, нередко реактивизированных разломах и «горячих точках» в условиях прогрессивно стабилизирующей мегаструктуры ВКМ как составной части ВЕП. На этом этапе формируются: а) платиносодержащая сульфидная медно-никелевая и б) малосульфидная платинометальная в дифференцированных троктолит-габбро-долеритовых (трапповых) интрузивах смородинского и новогольского комплексов (смородинско-новогольский тип); в) платиносодержащая апатитмагнетитовая в карбонатитах дубравинского щелочно-ультрамафитового комплекса КМА [3].

Сосредоточенные в промышленных и потенциально-промышленных сульфидных платиноидно-медно-никелевых типах месторождений (мамонский, еланский, смородинско-новогольский) Хоперского мегаблока значительные запасы и ресурсы цветных (Ni, Cu, Co) и

благородных металлов в совокупности с новыми нетрадиционными крупнообъемными источниками платиноидов и золота в черносланцевых стратифицированных комплексах курской и оскольской серий, их метасоматитах (старооскольский, тимской и кшенский типы) и в уникальных по запасам железистых кварцитах и их техногенных продуктах (курский и курско-белгородский типы) КМА выступают в качестве надежной основы создания в текущем столетии новой Центрально-Европейской базы золото-платинодобычи с целью обеспечения минерально-сырьевой безопасности страны и долгосрочного устойчивого социально-экономического развития крупного Курско-Воронежского региона России.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Додин Д. А., Чернышов Н. М., Чередникова О. И. Металлогения платиноидов крупных регионов России. М. : ОАО Геоинформмарк, 2001. 302 с.
- Чернышов Н. М. Основные черты геодинамики и минерагении Воронежского кристаллического массива // Проблемы геодинамики и минерагении Восточно-Европейской платформы : Материалы Междунар. конференции, 14-18 октября 2002 г. – Воронеж, 2002. – Т. 1. – С.144-149.
- 3. *Чернышов Н. М.* Платиноносные формации Курско-Воронежского региона (Центральная Россия). Воронеж : Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 2004. 448 С.
- 4. *Чернышов Н. М.* Золото-платинометалльное оруденение черносланцевого типа Курско-Воронежского региона (Центральная Россия). Воронеж : Изд-во Воронеж. гос. ун-та. 2007. 177 с.
- 5. *Чернышов Н. М.* Типы и минеральный состав золото-платинометалльного оруденения железорудных месторождений-гигантов КМА (Центральная Россия) // Доклады РАН. 2010. Т. 430. № 3. С. 395-399.
- Чернышов Н. М., Ненахов В. М. Геодинамические и минерагенические ряды в общей модели эволюции докембрийской литосферы (на примере ВКМ) / Под ред. чл.-корр. РАН Н. М. Чернышова, чл.-корр. РАН А. А. Моловичко // Структура, свойства, динамика и минерагения литосферы Восточно-Европейской платформы : Материалы XVI Международ. Конференции, 20-24 сентября 2010 г. – Воронеж : Научная книга, 2010. – Т. II. – С. 319-326.
- 7. Чернышов Н. М., Чернышова М. Н. Платиноносные формации Воронежского кристаллического массива и их место в общей модели формирования докембрийской литосферы (Центральная Россия) // Платина России. Красноярск : Изд.во Красноярского НИИ «Геологии и минерального сырья», 201. Т VII. С. 161-181.

УДК 553.491.8.04

ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ, ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ В ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ РАЙОНАХ КМА, РЕСУРСЫ, ПРОБЛЕМЫ ОСВОЕНИЯ

Н. М. Чернышов

Воронежский государственный университет, г. Воронеж, Россия

В наращивании минерально-сырьевого потенциала России особая роль принадлежит новым нетрадиционным источникам стратегически важных металлов – золота и элементов платиновой группы (ЭПГ). К их числу относится комплекс разномасштабных раннепротерозойских золото-платинометалльных рудопроявлений, ассоциирующих с железистыми кварцитами и межрудными сланцами курской серии и перекрывающими ее высокоуглеродистыми сланцами и метасоматитами оскольской серии, которые образуют две протяженные (свыше 400 км), различные по внутреннему строению зоны с известными железорудными районами – Михайловским и Старооскольским (рис. 1).

Пространственно они совмещены с протяженными (до 400 км) Белгородско-Михайловским (Льговско-Ракитнянским) и Орловско-Тимским (Алексеевско-Воронецким) неоархейскими коматиитсодер-жащими зеленокаменными поясами (ЗП), выступающими в качестве одного из важнейших источников (продуцентов) формирования золотоплатинометалльного оруденения [2, 4-5].

В пределах железорудных районов сосредоточен ряд последовательно сформировавшихся формационно-генетических типов благороднометалльного оруденения, образующих единую длительно функционирующую золото-платинометалльную рудообразующую систему: а) железисто-кремнисто-сланцевый (курский тип); б) межрудных сланцев (старооскольский тип) в рамках курской серии; в) углеродистых сланцев и метасоматитов (тимской и кшенский типы) в составе оскольской серии [2, 4-10].



Рис. 1. Схема местоположения Михайловского и Старооскольского железорудных районов КМА: 1 – железистые кварциты (железисто-кремнистосланцевая формация нижнего карелия), 2 – Михайловское месторождение; 3 – Лебединское месторождение

В составе этой высокопродуктивной благороднометалльной рудообразующей системы выделяется несколько сформированных в условиях различных геодинамических и эндогенных режимов (стадий) подтипов: а) осадочно-метамор-фогенный (рассеянный; пластовые залежи железистых кварцитов и углеродистых сланцев) с фоновым содержанием (г/т) Au = 0,02-0,12 и ЭПГ – до 0,05, с попутным извлечением из продуктов переработки железных руд; б) метаморфогенно-метасоматический (концентрированный; стратифицированные залежи зон контактов сланцев с кварцитами, углеродистые сланцы с обильной сульфидной минерализацией) – самостоятельные золото-платиноидные (Au = 0,54-6,18; P = 0,12-0,30; Pd = 0,58-0,77) объекты для селективной отработки; в) гидротермально-метасоматический (концентрированный; серия различных по мощности и протяженности жил, линзо- и жилообразных тел с локальными зонами метасоматитов среди железистых кварцитов и углеродистых сланцев) – самостоятельные, преимущественно золоторудные (Au = 0,6-6,2 до 35,8; ЭПГ = 0,3-0,5) объекты для селективной отработки; г) гипергеннометасоматический зон развития линейных кор выветривания железистых кварцитов (богатые мартитовые руды) – самостоятельные, преимущественно золоторудные (Au = 0,64-4,30 иногда до 41,7; ЭПГ = 0,10) объекты для селективной отработки; д) осадочный (базальные горизонты зон несогласий (докембрий-фанерозой), перекрывающие богатые мартитовые коры выветривания) – самостоятельные уран-редкоземельно-благо-роднометалльносодержащие (Au = 0.53; Pt = 0.15; Pd = 1.70; P3Э = 556.3; U = 12.2-23.6) объекты во вскрышных породах.

Эти генетические типы, вместе с тем, являются источником Au и ЭПГ, поступающих в гигантские (свыше 1,3 млрд. т.) промпродукты (хвостоотвалы) ГОКов, которые в результате 40-летней эксплуатации представляют собой новый, техногенный по своей природе, крупный самостоятельный объект золото-платинодобычи (содержание в песках гидроциклона – ЭПГ – до 1,5 г/т; Au = 25,2-43,5 г/т; в немагнитной фракции – Au = 15 г/т; Pt = 0,2 г/т; Pd = 0,4 г/т) [1, 3, 5-6].

Золото-платинометалльное оруденение в железистых кварцитах и черных сланцах КМА характеризуется сложным полиминеральным (более 60 минералов, в том числе около 30 собственных минеральных фаз ЭПГ, Au, Ag) и многокомпонентным составом. Определяющими особенностями благороднометалльного оруденения в железистых кварцитах и межрудных сланцах курской серии, а также углеродистых сланцах и их метасоматитах (тимской и кшенский типы) оскольской серии, являются [2, 4-10]: а) многообразие форм концентрирования и широкое развитие собственных минеральных фаз ЭПГ, Аи и сопутствующих им элементов (Ag, Te, Bi) в виде самородных металлов (Au, Pd, Pt, Os, Ru, Ir, Bi), металлических твёрдых растворов и интерметаллических соединений (рутениридосмин, платрутеносмиридий, иридрутеносмид, электрум, кюстелит, сплавы Pd-Ag-Cu, Bi-Te-Pd, Au-Cu-Ag, минералы ряда Ru, Ir, Os, Pt, Pd – палладий платиносодержащий, платина железосодержащая, станнид палладия, сысертскит, невьянскит), сульфидов (прассоит, маккинстриит), селенидов, антимонидов, сульфоарсенидов, теллуридов, висмутидов (мончеит, спериллит, ирарсит, петцит, гессит, креннерит, цуманит, сильванит, волынскит, мутманнит, мальдонит и др.); б) ведущая (85-90 об. %) роль в рудном парагенезисе сульфидов и их аналогов (сфалерит, халькопирит, борнит, пентландит, галенит, молибденит, а также теллуровисмутит, ульманнит, алабандин, герсдорфит, кобальтин и др.) при резком преобладании среди них пирита и пирротина [5-6, 8-9]. Вследствие очевидной принадлежности к различным стадиям длительно формирующейся рудообразующей системы пирит и пирротин характеризуются значительным кристалло-морфологическим разнообразием и существенными вариациями содержаний главных (Fe, S) и сопутствующих (Ni, Co, Cu, в том числе Pt, Pd, Au, Ag); в) наличие оксидов Fe, Ti, Sn, U, Zr и гидрооксидов, карбонатов и сульфатов Fe, Ba, а также шеелита, монацита, циркона, бадделеита, апатита и др. В совокупности с нахождением благородных металлов в углеродистом веществе (в том числе и в фуллеренах) определяют необходимость разработки принципиально новых экологически безопасных технологий извлечения всего комплекса металлов.

Комплекс структурно-вещественных признаков: закономерности размещения, идентичность минерального состава, формы нахождения ЭПГ, Аи в железистых кварцитах, межрудных сланцах, углеродистых сланцах и их метасоматитах, близкие соотношения стабильных изотопов С, О, S [5-6], РТ-условия образования силикатных и рудных минеральных парагенезисов свидетельствуют о формировании различных типов, единой благороднометалльной рудообразующей системы в условиях сопряженной длительной деятельности нескольких разнородных источников рудных элементов (рис. 2).



Рис. 2. Источники поступления рудного вещества и модель формирования благородно-металльного оруденения в железистых кварцитах, сланцах и метасоматитах рудных районов КМА

Выполнена (в рамках существующих требований МПР РФ, 2002 г., с использованием, помимо авторских данных, материалов ГГП «Курскгеология» и ГОКов КМА) оценка прогнозных ресурсов на трех разнотипных и различных по степени изученности перспек-тивных рудоносных объектах [1, 3, 6]: 1) Тим-Ястребовская структура (тимской и кшенский типы, Прилепско-Мальцевская и Воскресеновская зоны, Кшенское рудопроявление) – суммарные ресурсы (категории $P_1 + P_2 + P_3$) по Au – 999,4 т.; Pt+Pd – 461,4 т. (сумма – 1460,8 т.); 2) Михайловский рудный узел (курский и старооскольский типы, Веретенинская и Остаповская залежи) – по категории $P_2 + P_3$ Au – 296,8 т.; Pt – 275 т.; Pd – 561,6 т. (сумма – 1133,4 т.); 3) техногенный тип (Михайловский, Лебединский, Стойленский ГОКи) с суммарными прогнозными ресурсами Au + (Pd + Pt) свыше 200 т.

КМА с развитой инфраструктурой является наиболее крупным в России горнорудным районом с реальными возможностями самостоятельного (селективного) и попутного извлечения золота и платиноидов из железистых кварцитов, сланцев и текущих промпродуктов, выступает в качестве надежной основы для создания в текущем столетии новой Центрально-Европейской базы золото-платинодобычи с целью обеспечения минерально-сырьевой безопасности страны и долгосрочного устойчивого социально-экономического развития крупного региона России.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Двойнин В. В., Дунай Е. И., Воевода И. И. Золотоносность железистых кварцитов курской серии КМА // Разведка и охрана недр. 1993. № 9. С. 12-14.
- 2. Додин Д. А., Чернышов Н. М., Яцкевич Б. А. Платинометалльные месторождения России. – С.Пб. : Наука, 2000. – 755 с.
- 3. *Тигунов Л. П., Быховский Л. 3.* Проблемы и перспективы попутного получения благородных металлов из нетрадиционных источников минерального сырья // Геология, генезис и вопросы освоения комплексных месторождений благородных металлов : Материалы Всеросс. симпозиума. М. : 2002. С. 381-384.
- 4. *Чернышов Н. М.* Новый тип золото-платинометалльного оруденения в стратифицированных черносланцевых комплексах ВКМ (закономерности размещения, минералого-геохими-ческие особенности и геолого-генетическая модель формирования) // Вестн. Воронеж. ун-та. Серия геологическая. Воронеж, 1996. № 1. С. 114-132.
- 5. *Чернышов Н. М.* Платиноносные формации Курско-Воронежского региона (Центральная Россия). Воронеж : Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 2004. 448 с.
- 6. *Чернышов Н. М.* Золото-платинометалльное оруденение черносланцевого типа Курско-Воронежского региона (Центральная Россия) // Воронеж : Изд-во Воронеж. гос. ун-та. 2007. 177 с.
- 7. *Чернышов Н. М.* Минералы благородных металлов в рудах черносланцевого типа Воронежского кристаллического массива (Центральная Россия) // Зап. РМО. СХХХVІ. 2009. № 1. С. 36-51.
- 8. *Чернышов Н. М.* Типы и минеральный состав золото-платинометалльного оруденения железорудных месторождений-гигантов КМА (Центральная Россия) // Докл. РАН. 2010. Т. 430. № 3. С. 395-399.
- 9. Чернышов Н. М., Резникова О. Г. Типы, состав и генетические особенности золотоплатинометалльного оруденения в железистых кварцитах Старооскольского рудного района КМА (Центральная Россия). – Воронеж : Издательский дом ВГУ, 2014. – 156 с.
- 10. *Чернышов Н. М.* Золото-платинометалльное оруденение в железистых кварцитах и сланцах КМА единая рудообразующая система // Мінерал. журн. 2015. Т. 37. № 3. С. 78-97.

ФОРМАЦИОННО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ И СТРУКТУРНО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ РУДОНЕСУЩИХ ДАЕК СУЛЬФИДНЫХ ПЛАТИНОИДНО-МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ И ПЛАТИНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

М. Н. Чернышова

Воронежский государственный университет, г. Воронеж, Россия

Дайковые образования являются одним из важнейших компонентов рудно-магматических систем (РМС) и представляют исключительный интерес для решения фундаментальных проблем геологии, геодинамики, петрологии и рудообразования. Особенно значительна их роль в магматическом рудогенезе при формировании сульфидных платиноидномедно-никелевых и малосульфидных платинометалльных месторождений, в которых сосредоточены основные ресурсы стратегически важных цветных (Ni, Cu, Co) и благородных (Pt, Pd, Ir, Os, Ru, Rh) металлов [2, 5, 8-11]

Закономерности размещения, степень концентрирования, характер соотношений этих элементов определяются типами РМС – целостными природными сообществами магматических и рудных формаций, связанных общностью геодинамических и эндогенных режимов и являющихся едиными неоднократно повторяющимися производными в последовательном возрастающем ряду общей модели формирования литосферы [6, 8].

Среди РМС и ассоциирующих с ними сульфидных платиноидно-медно-никелевых и малосульфидных собственно платинометалльных месторождений выделяется ряд различных по возрасту, геодинамике, составу пород и руд (включая дайковые образования), их рудногеохимическим параметрам групп [3, 5, 6-8]: 1) высокомагнезиальные (коматиит-ассоциированные) вулкано-интрузивные медисто-никелевые этапов нуклеократонизации, энсиалического и внутриконтинентального рифтогенеза архея и раннего протерозоя (месторождения Рут-Уэлл, Ман-Шолл, Камбалда, Маунт-Кейт, Австралия; Лангмюр, Дьюмонт, Канада; Кингаш, Россия); 2) умеренно-магнезиальные сульфидные платиноидно-медно-никелевые и платиновые расслоенных ультрамафитовых интрузивных комплексов протерозойской протоактивизации (месторождения Бушвельд, Ю. Африка; Великая Дайка, Зимбабве; Стиллуотер, США; Мончегорск, Россия; Пеникат, Финляндия); 3) высокомагнезиальные платиноидномедно-никелевые вулкано-интрузивные и интрузивные протерозойского этапа прогрессирующей стабилизации протоплатформ в условиях рифтогенеза, протоактивизации рифтогенных поясов, рассеянного спрединга (месторождения Печенга, Нижнемамонское, Еланское, Россия; Коталахти, Финляндия; Джинчуан, Китай); 4) умеренно- и низкомагнезиальные вулкано-интрузивные и интрузивные сульфидные платиноидно-медно-никелевые и малосульфидные платинометалльные рифей-фанерозойского кратонного (рифтинг, зоны тройного сочленения) этапа (месторождения Дулут, США; Норильск, Талнах, Россия; Инсизва, ЮАР; Маскос, Войсис-Бэй, Канада); 5) низкомагнезиальные сульфидные платиноидно-медноникелевые импактные (Садбери, Канада).

В составе разнотипных сульфидных платинодно-медно-никелевых и платиновых РМС и связанных с ними месторождений выделяются [8-11] три различных по формационногенетической, структурно-петрологической, времени и месту в общей модели рудообразующего процесса группы даек: 1) рудонесущие подводящие каналы (проводники) и связанные с ними месторождения; 2) сопряженные во времени с формированием рудоносных магматитов в конечных камерах; 3) разнообразные по составу и более поздние по возрасту дайковожильные образования.

Принадлежность дайковых образований к различным типам РМС в известной мере определяет [9] их: 1) морфологию: а) линейные, в том числе радиальные; сложноветвящиеся, повторяющие рисунок разрывных нарушений; б) кольцевые, дугообразные, характеризую-

цие их вулканическую природу; 2) внутреннее строение: а) простые, петрографически однородные; б) сложные, преимущественно многократного внедрения и петрографически неоднородные вследствие инъекций расплавов из разнличных по возрасту и составу магматических источников.

Проявляющаяся в большинстве типов РМС группа даек представляет собой подводящие, обычно длительно функционирующие, каналы с неоднократным поступлением новых порций рудонесущих расплавов в конечную рудовмещающую структуру (камеру), определяя тем самым состав и условия формирования месторождений. Нередко подобные питающие дайки являются самостоятельными рудообразующими и рудовмещающими системами. С эруптивными центрами (субвулканическими) дайкообразными телами – каналами связаны высокомагнезиальные (коматиит-ассоциированные) медисто-никелевые месторождения архея и раннего протерозоя (Камбалда, Австралия; Дьюмонт, Томпсон, Канада). В качестве рудномагматического проводника подобной питающей дайки, предложена модель формирования месторождений Норильского района [5, 8]. Типичным примером проявления питающих дайкообразных тел – магматических рудонесущих каналов, являются месторождения Войсис-Бэй (Канада), Джинчуан (Китай). К числу гигантских по степени продуктивности и масштабам относится Великая Дайка из группы умеренно-магнезиальных сульфидных платиноидно-медно-никелевых и платиновых РМС расслоенных ультрамафит-мафитовых комплексов [5, 7-8].

Группа рудонесущих даек, сопряженных со становлением интрузивных массивов в конечных камерах, является важнейшим структурно-вещественным компонентом большинства типов сульфидных платиноидно-медно-никелевых и платинометалльных РМС. Они представлены дайками-апофизами интрузивных эквивалентов во вмещающих породах (перимагматические дайки) и внутриинтрузивными жильными отщеплениями интеркумулусного расплава (интрамагматические дайки) с образованием автономно кристаллизующихся петрорудосистем [4-5, 8-9, 11].

К этой группе относятся: 1) уникальный по масштабам проявления и рудонесущей роли комплекс радиальных и кольцевых даек-апофизов (офсеты) месторождения Садбери (Канада), импактного по своей природе и крупнейшего по запасам цветных и благородных металлов [5, 8, 13]; 2) пегматоидные жильные образования (диорит-пегматиты) с богатой сульфидной платиноидно-медно-никелевой минерализацией (месторождения Сопчи, Мончегорского плутона [1]) и дайки, в том числе эруптивные, габбродолеритов (Норильск-1, Россия); 3) разнообразные по составу дайки и вертикально залегающие пегматоидные платино-носные трубки комплекса Бушвельд [12]; 4) золото-платинометалльные дайки габбровых пегматитов (комплекс Лак дес Ил, Канада); 5) рудонесущие дайки мамонского и еланского типов месторождений ВКМ [9].

В целом, в общей модели формирования разномасштабных, различных по составу, петролого-формационной принадлежности, сульфидных платиноидно-медно-никелевых и малосульфидных платинометалльных месторождений, особая роль принадлежит дайковым образованиям, выступающим в качестве каналов-проводников рудообразующих расплавов и интеркумулусных продуктов в ряду последовательно сменяющихся во времени высокомагнезиальных (коматиитсодержащих) вулкано-интрузивных медисто-никелевых РМС интрузивными ультрамафит-мафитовыми и мафитовыми.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Козлов Е. К.* Естественные ряды пород никеленосных интрузий Кольского полуострова и их металлогения. Л. : Наука, 1973. 288 с.
- 2. *Конников Э. Г., Цыганков А. А.* Соотношение постплутонических даек и эпигенетических сульфидных руд медно-никелевых месторождений // Докл. АН. 1997. Т. 354. № 4. С. 520-523.

- 3. *Лихачев А. П.* Платино-медно-никелевые и платиновые месторождения. М. : Эслан, 2006. 496 с.
- 4. Маракушев А. А., Безмен Н. И. Минералого-петрографические критерии рудоносности изверженных пород. М. : Недра, 1992. 317 с.
- 5. *Налдретт А. Дж.* Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометалльных руд. СПб. : Санкт-Петербургский госуниверситет, 2003. 487 с.
- 6. *Чернышов Н. М.* Платиноносные формации КурскоВоронежского региона (Центральная Россия). Воронеж : Воронежский госуниверситет, 2004. 448 с.
- 7. *Чернышов Н. М.* Структурно-вещественная эволюция сульфидно-никелевых рудномагматических систем докембрия // Геология и геофизика. – 1991. – № 6. – С.11-19.
- 8. *Чернышов Н. М., Чернышова М. Н., Гончарова Л. В.* Рудонесущие дайки ведущих типов сульфидных платиноидно-медно-никелевых рудно-магматических систем // Литосфера/ – 2009. – № 5. – С. 36-55.
- 9. *Чернышова М. Н.* Дайки сульфидных платиноидномедно-никелевых месторождений Воронежского кристаллического массива. Воронеж : Воронежский госуниверситет, 2005. 368 с.
- Чернышова М. Н. Модель транскоровой эволюции интрузивно-дайковой рудномагматической системы над локальными плюмами при формировании сульфидных платиноидно-медно-никелевых месторождений ВКМ (Центральная Россия) // Активные геологические и геофизические процессы в литосфере : Междунар. конф. – Воронеж, 2006. – С. 241-244.
- 11. *Чернышова М. Н.* Сульфидные платиноидно-медноникелевые и никель-кобальтовые руды в дайковожильных комплексах и метасоматитах Воронежского кристаллическо-го массива (Центральная Россия) // Литосфера. 2006. № 3. С. 71-82.
- Cawthorn R. G., Merkle R. K., Viljoen, M. J. Platinumgroup element deposits in the Bushveld complex, South Africa // The Geology, Geochemistry, Mineralogy and Mineral Beneficiation of Platinum-Group Elements (ed. L. J. Cabri), Ottawa, Ontario. Canadian Institute of Mining and Metallurgy Special. – 2002. – Vol. 54. – P. 389-429.
- Lightfoot P. C., Keays R. R., Doherty W. Chemical evolution and origin of nickel sulfide mineralization in the Sudbury igneous complex, Ontario, Canada // Econ. Geol. – 2001. – Vol. 96. – P. 1855-1875.

УДК 550.83

РЕЗУЛЬТАТЫ РАБОТ МЕТОДОМ БЛУЖДАЮЩИХ ТОКОВ ПРИ РАЗВЕДКЕ ВЫСОКООМНЫХ ТЕЛ

А. З. Чилингарян, К. А. Карапетян, Т. А. Чилингарян

Институт геофизики и инженерной сейсмологии Национальной академии наук Республики Армения, г. Гюмри, Республика Армения

Известные в литературе исследования по методу блуждающих токов (БТ), в основном, относятся к хорошо проводящим геологическим объектам (рудные тела, рудоконтролирующие тектонические структуры и др.) и не рассматривались возможности данного метода при поисках и разведке высокоомных тел, какими являются кварцевые жилы, дайки и др. [1-2, 4].

Представленная работа посвящена изучению возможностей метода БТ при выявлении высокоомного пластообразного тела конечных размеров.

С этой целью проводились лабораторно-модельные исследования в электролитическом баке, заполненном водой с $\rho = 50$ Ом·м. Моделью источника БТ служил простой «линейно-двухполюсный» источник (ЛДИ) в качестве электротехнического подобия узкоколейных электрофицированных железных дорог в подземных горных выработках [3]. Она представляет собой электрическую цепь последовательно соединенных омических сопротивлений, питающаяся от источника постоянного тока и находящаяся в контакте с водой в электролитической ванне.

В качестве модели пластообразного тела конечных размеров служили пластинки из винипласта толщиной 0,5 см и $\rho = 10^{14} OM \cdot M$.

Размеры модели выбирались по простиранию L = 4, 8, 14, 20 см, по падению -H = 20 см и наоборот. Модель прямого ЛДИ с межполюсным расстоянием l = 35 см располагалась параллельно профилям наблюдения, на разных глубинах (h') от поверхности воды и на разных расстояниях (r) по отношению к модели высокоомного тела. Наблюдения проводились на поверхности воды по осям X, Y с началом координат в центре ЛДИ, шагом 1 см. Измерялись потен-

циал и градиент потенциала соответственно в $\frac{mB}{mA}$ и $\frac{mB}{mA} \cdot \frac{1}{cm}$ единицах измерения.

В результате получены карты и кривые, изображающие распределение потенциала и градиента потенциала поля БТ при стационарном положении источника поля. Изучена зависимость амплитуды аномалии $\Delta U(A)$ и оценены возможности метода БТ при выявлении высокоомного пласта в зависимости от параметров модели и схем моделирования. На рис. 1, *a*, I представлены результаты лабораторных работ при симметрично расположенном ЛДИ и модели пласта к центру осей X, Y; при параметрах модели:

$$L = H = 20$$
 cm; $r = 4$ cm; $h' = 11$ cm; $h = 0$,

где *h* – глубина залегания верхней кромки пласта. Верхняя кромка модели высокоомного пласта находится на поверхности воды (*h* = 0).

Изопотенциальная карта поля БТ в однородной среде и кривые ΔU по профилям X = -7 см и Y = 7 см показаны на рис. 1, а, I.

Поле характеризуется симметрией по отношению к осям наблюдения. Вдоль источника, между его полюсами, градиент потенциала почти постоянный (кривая 1'), а по оси Y кривая ΔU имеет симметричную форму относительно ЛДИ и характеризуется двумя экстремумами (максимум и минимум) (кривая 1). При наличии перекрещенного с ЛДИ высокоомного пласта (рис. 1, δ , I) наблюдается сгущение изопотенциальных линий в обе стороны пласта ввиду его экранного влияния.

На кривой ΔU пласт выделяется минимумом (кривая 1') и с увеличением параметра *Y* кривая ΔU становится пологими (кривая 2'); при $Y > 22,75 \cdot \frac{L}{1}$ экстремум ΔU не выделяется.

Наблюдается смещение экстремальных точек по отношению от их нормального положения (рис. 1, δ , I, кривая 1). Расстояние между экстремумами находится в прямой зависимости от *L*, обратной от параметра *X* и всегда меньше *L*.

При значениях $X > 24,5 \cdot \frac{L}{1}$ влияние пласта на кривую ΔU не наблюдается.

При наличии параллельного по отношению ЛДИ высокоомного пласта (рис. 1, *в*, I) наблюдается асимметрия поля по отношению к пласту, а по оси *Y* симметрична. Ввиду того, что пласт представляет из себя экран, изопотенциальные линии по оси *X* сгущаются в сторону источника.

Ветви кривых ΔU по профилям, проходящим в крест простирания пласта, становятся асимметричными, и над пластом наблюдается максимум ΔU . С удалением профиля наблюдений от центра пласта амплитуда аномалии ΔU увеличивается и при значениях $X > 12,25 \cdot \frac{L}{1}$ начинается спад. При $X > 19,25 \cdot \frac{L}{1}$ максимум кривой ΔU не выделяется.


Рис. 1. I) Результаты лабораторных работ: *a)* карта потенциала поля БТ и кривые градиента потенциала по профилям X = -7 см и Y = 7 см (кривые 1 и 1' соответственно); б) карта потенциала поля БТ при наличии перекрещенного высокоомного пласта и кривые градиента потенциала по профилям X = -11 см и Y = 9; 15 см (кривые 1 и 1', 2' соответственно); в) карта потенциала поля БТ при наличии параллельного высокоомного пласта и кривые градиента потенциала по профилям X = -5; -11 см (кривые 1, 2 соответственно); г) кривые градиента потенциала по профилям X = -5; -15 см (кривые 1, 2 соответственно); г) кривые градиента потенциала по профилям X = 15; 7; 3; -1; -5; -15 см (кривые 1', 2', 3', 4', 5', 6' соответственно) при наличии параллельного высокоомного пласта; 1 – отрезок ЛДИ; 2 – модель высокоомного пласта.

II) Результаты лабораторных исследований по изучению характера аномалий ψ , ψ' , ψ'_c , $\Delta\psi$,

 $\Delta \psi', \ \Delta \psi'_c$ (кривые 1, 2, 3, 4, 5, 6 соответственно) при работе приемными схемами ППС, ПГС, ГПС, ГПС: а – при наличии перекрещенного с ЛДИ высокоомного пласта; x = 0, y = 7 см. б – при наличии параллельного по отношении ЛДИ высокоомного пласта; x = 12 см, y = 5 см. 1 – отрезок ЛДИ; 2 – проекция ЛДИ; 3 – модель высокоомного пласта

При профилях наблюдения, проходящих параллельно простиранию пласта, кривые ΔU характеризуются четко выделенными двумя минимумами над гранями пласта (рис. 1, *г*, I), кривые 2' и 5') и впадинами на кривых, полученных по профилю, проходящему между пластом и ЛДИ (кривая 3'). С приближением профиля наблюдения к источнику БТ грани пласта на кривой ΔU не выделяются (кривая 4'). При $Y > 24,50 \cdot \frac{L}{l}$ значения ΔU уменьшаются на всех точках измерения (кривые 1' и 6').

Надо отметить, что характер поля БТ при наличии высокоомных и хорошо проводящих тел резко отличается, что дает основания к их разделению [2,5].

Изучены также кривые зависимости $\Delta U(A)$ от параметров L, H, h', r соответственно.

В результате исследований выявлено, что при $L \le 0, 2 \cdot H$, $h' \ge 52, 5 \cdot \frac{H}{l}$ амплитуда

аномалии ΔU почти не выделяется. С увеличением значения Н амплитуда аномалии ΔU увеличивается и при $H > 0,7 \cdot L$ не влияет на величину А.

С удалением высокоомного пласта от ЛДИ значение параметра A увеличивается и при $r > 14 \cdot \frac{L}{l}$ начинается спад кривой.

На основании проведенных лабораторных исследований изучалась также возможность выявления пластов высокого сопротивления в зависимости от приемных схем метода БТ.

Основным характеризующим параметром разрешающей способности метода является интенсивность аномалии (А'). Исходя из импульсного характера БТ, параметры изучаемого поля следует нормировать по базисному пункту.

Для обеспечения изучения распределения поля БТ разработаны различные приемные схемы: потенциал-потенциальная (ППС), потенциал-градиентная (ПГС), градиент-потенциальная (ГПС), градиент-градиентная (ГГС) и др., и соответствующие им параметры изучения поля [2]. Изучалось изменение кривых БТ по профилям, проходящим перпендикулярно простиранию высокоомного пласта, для перекрещенного (рис. 1, *a*, II) и параллельного (рис. 1, *b*, II) по отношению ЛДИ пласта.

В таблице 1 даны значения интенсивности аномалии (А') для различных приемных схем. Таблица 1

Положение пласта по отношению ЛДИ	А' (интенсивность аномалии)					
	Ψ	ψ'	ψ_{c}	$\Delta \psi$	$\Delta \psi'$	$\Delta \psi_{c}^{'}$
Перекрещенный	1.00	1.88	14.11	33.80	15.01	14.96
Параллельный	1.18	0.60	0.40	10.40	10.40	9.4

Зависимость А' от параметров изучения поля БТ

Учитывая, что при разных приемных установках глубинность исследований одинаковая, исходя из характера кривых БТ, а так же сравнивая значения А' можно сделать следующие выводы:

- для выявления высокоомного пласта высокой разрешающей способностью выделяется приемная градиент-потенциальная схема (ГПС) с соответствующим Δψ;
- метод блуждающих токов можно успешно применять для выявления и изучения высокоомных пластообразных тел конечных размеров.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Бадалян С. В., Газарян Г. О., Гамоян В. Б. Руководство по подземной электроразведке. – Ереван : Изд. АН Арм. ССР, 1987. – 96 с.
- 2. Гамоян В. Б. Временное руководство по методу блуждающих токов. Ереван : Изд. АН Арм. ССР, 1986, 100 с.
- 3. Гамоян В. Б., Лулечян Е. М. Характер поля блуждающих токов от «линейно-двухполюсного» источника / Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. – 1978. – № 2. – С. 47-57.

- 4. *Матевосян А. К.* Обработка, интерпретация и визуализация результатов векторной съемки методом блуждающих токов // Изв. НАН РА. Науки о Земле. 2004. Т. LVII. № 2. С. 55-60.
- 5. *Матевосян А. К.* Сопоставление результатов векторной съемки методами сопротивлений и блуждающих токов // Изв. НАН РА. Науки о Земле. 2005. Т. LVIII. № 1. С. 54-59.

УДК 550.834

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ГЕОДИНАМИКА ЭНДОГЕННЫХ РУДНЫХ РАЙОНОВ БАЛТИЙСКОГО И УКРАИНСКОГО ЩИТОВ

Н. В. Шаров¹, Э. В. Исанина², Г. М. Дрогицкая³

 ¹ Институт геологии Карельского научного центра РАН, г. Петрозаводск, Россия;
 ² РГЭЦ – филиал ФГУГП «Урангео», г. Санкт-Петербург, Россия;
 ³ Институт геофизики им. С. И. Субботина Национальной академии наук Украины, г. Киев, Украина

Проблема соотношений рудных месторождений с глубинными неоднородностями литосферы занимает одно из важных мест в области геологии, геофизики и геохимии. Она разрабатывается в масштабе металлогенических провинций, металлогенических зон, рудных районов, отдельных крупных рудных месторождений и в разных направлениях.

Одно из направлений – создание интегральных глубинных моделей рудных районов, расположенных в докембрийских комплексах древних щитов, на основе согласованного анализа геологических и сейсмических данных. Модели ориентированы на выявление средне-масштабных неоднородностей коры и раздела кора-мантия и сопоставление этих неоднородностей с рудоносными поверхностными структурами.

Этот подход был разработан на примере Печенгского рудного района, развит при изучении Северо-Онежского синклинория на Балтийском щите, а также Кировоградского рудного района на Украинском щите. Все три района сформированы в палеопротерозое и содержат эндогенные рудные месторождения мирового класса. В Печенгском районе это магматические медно-никелевые месторождения с возрастом 2,0 млрд. лет, ассоциированные с габбро-верлитовыми интрузиями и локализованные в палеопротерозойском осадочновулканогенном комплексе. В Онежском рудном район – это месторождения хромитов, титаномагнетитов с платиноидами и золотом, а также урана – ванадия с комплексом других элементов. В Кировоградском рудном районе это гидротермальные метасоматические урановые месторождения, залегающие в палеопротерозойских гранитоидах и ультраметаморфических породах. Рудные районы детально исследованы геологическими и сейсмическими методами. В Печенгском и Онежском рудных районах сейсмические работы были сфокусированы на сверхглубоких скважинах, в Кировоградском рудном районе зточие скими районе выполнены по системе пересекающихся профилей. Важно подчеркнуть, что в течение последующей геологической истории рудные районы не претерпели существенных преобразований.

Печенгский рудный район. Исследования глубинного строения Печенгского рудного района были начаты ИГЕМ РАН в 1971 г. с изучения разреза Кольской сверхглубокой скважины и осуществлялись в два этапа. На первом этапе на основе корреляции разреза скважины и адекватных материалов по поверхности была построена модель до глубины 15 км. Она исходила из более широких, чем обычно границ Печенгского рудного района и позволила расшифровать внутреннее строение никеленосной Печенгской структуры. При создании второй модели до глубины 40 км были использованы результаты сейсмотомографического изучения переходной зоны Балтийский щит-шельф Баренцева моря. В итоге под Печенгской структурой был зафиксирован локальный подъем раздела Мохо, интерпретированный как реликтовый мантийный плюм [1].

Установлено, что в Печенгском районе континентальная кора делится на верхнюю гетерогенную и нижнюю гомогенную, отличающиеся по величине скоростных параметров. Граница между ними располагается на глубине от 20 до 25 км. Сопоставление данных ГСЗ и МОВЗ позволило определить положение и строение раздела Мохо. Он представлен двумя сейсмическими поверхностями, отстоящими друг от друга на 12 км. Его верхняя поверхность располагается на глубинах 34-41 км. Минимальные глубины в 34-36 км зафиксированы под Северным крылом Печенгской структуры, вмещающим медно-никелевые месторождения. Они отвечают изометричной в плане аномалии диаметром 35-45 км, интерпретированной как реликтовый мантийный плюм, точнее его кровля. Под ним на границе верхней и нижней коры выявлены аномалии с максимальными значениями V_p/V_s – признаки некогда существовавших промежуточных магматических камер.

Онежский рудный район – это месторождения хромитов, титаномагнетитов с платиноидами и золотом, а также урана – ванадия с комплексом других элементов. Исследования глубинного строения на основе корреляции геологических и сейсмических данных направлены на установление связей его поверхностных структур и рудных месторождений с локальными неоднородностями коры и раздела кора-мантия [2].

Сейсмические работы методом обменных волн землетрясений (МОВЗ) в Онежском рудном районе были выполнены в 1980-1987 гг. с использованием стандартной методики. Расстояние между точками наблюдений составляло 3-5 км, длительность наблюдений на каждой точке 24-30 дней (до полного набора необходимой информации). В 2012 г. часть сейсмического материала по трем профилям была пересмотрена. Построенные заново глубинные разрезы переобработаны с использованием программных пакетов «КОСКАД-3D» и Surfer 8 [3].

Для обработки трех профилей МОВЗ (I, II, 6) в Северо-Онежском синклинории использована методика статистической обработки обменных волн землетрясений, предложенная и опробованная в Кировоградском рудном районе (Украинский щит) [4].

На исходных глубинных разрезах МОВЗ [5] уверенно прослежены отдельные довольно протяженные границы в коре, а также поверхности М_I и М_{II} соответствующие кровле и подошве переходной зоны кора-мантия, четко картируются зоны нарушений различной глубины заложения.

Кроме информации о плотности распределения точек обмена по профилю особый интерес представляет динамический параметр обменоспособность среды A_{PS}/A_P , где A_{PS} – интенсивность обменной волны, A_P – интенсивность продольной волны. Этот параметр меньше остальных зависит от условий проведения эксперимента: времени и длительности наблюдения, расстояния между станциями и т. д., и является объективной характеристикой физического состояния границ и поверхностей обмена.

Установлено, что месторождения пространственно связаны с наличием повышенной мощности андерплейтингового слоя, где вероятно проходила в палеопротерозое от 2,45 до 1,7 Ga главная дифференциация мантийных магматических расплавов суммийской и людиковийской крупных магматических провинций с отделением флюидных и рудных фаз. Она создавала благоприятные условия для последующего внедрения обогащенных металлами магматических расплавов в верхние уровни коры и образования там месторождений хромитов и титаномагнетитов с сопутствующими элементами. Метасоматические комплексные уран-ванадиевые руды формировались в свекофеннский тектонический (1,8-1,7 Ga) этап, который привел к существенным преобразованиям коры и сопровождался вепсийским основным магматизмом и связанным с ним интенсивным флюидообразованием под воздействием мантийного диапира [5].

Кировоградский рудный район. Кировоградский рудный район находится в центральной части Украинского щита, для которой характерно наиболее мощное проявление палеопротерозойского интрузивного магматизма и эндогенного рудообразования. Главную роль в его металлогении играют гидротермальные урановые месторождения, которые составляют основу минерально-сырьевой базы урана Украины. Три из них разрабатываются, два переданы добывающей промышленности, еще одно подготавливается к эксплуатации. Кроме них в Кировоградском рудном районе располагаются небольшие жильные малосульфидные месторождения золота и высокотемпературные метасоматические месторождения лития.

Важная особенность Кировоградского рудного района – пространственное совмещение двух крупных палеопротерозойских интрузивных массивов: внутрикорового Кировоградско-Новоукраинского гранитоидного и Корсунь-Новомиргородского рапакиви-анортозитового. Они образуют единый Новоукраинско-Корсунь-Новомиргородский плутон, который протягивается с юга на север на 150 км и определяет общий план поверхностных структур района. Первый сложен новоукраинским и кировоградским интрузивными комплексами, второй одноименным рапакиви-анортозитовым комплексом.

Урановые месторождения Кировоградского рудного района относятся к особому генетическому и промышленному типу натровых метасоматитов или месторождений натрийурановой формации.

Урановые месторождения сосредоточены в Новоукраинско-Кировоградском гранитоидном массиве и сопряженных с ним Кировоградской и Звенигородско-Анновской зонах разломов и группируются в рудные поля. В Кировоградской зоне разломов находятся Мичуринское и Лелековское, в Новоукраинско-Кировоградском массиве – Новоконстантиновское и Партизанское урановорудные поля. К Звенигородско-Анновской зоне приурочены Ватутинское урановорудное, а также Станковатское редкометальное рудное поле, содержащее литиевые месторождения. Все рудные поля сосредоточены в широкой (30-35 км) полосе, дискордантной по отношению к общему субмеридиональному простиранию поверхностных структур Кировоградского рудного района.

Площадь Кировоградского рудного района изучена сейсмическими методами по широтным и субмеридиональным профилям, пересекающимся друг с другом. В 1970-х – 1980-х годах были выполнены профильные исследования методами ГСЗ-КМПВ, МОВЗ и на отдельных участках – площадные исследования МОВ-ОГТ. Ведущее место среди них занимал метод ГСЗ. Его применение позволило определить скоростные параметры и мощность земной коры, изучить ее тонкослоистую структуру и переходную зону кора-мантия. Результаты этих исследований изложены в многочисленных публикациях. Наиболее полный обзор приведен в работе [6]. На приложенной к ней структурной схеме раздела Мохо Украинского щита и смежных территорий было показано, что в районе г. Кировограда морфология раздела М отличается от таковой на остальной площади щита. Району присуща сложная комбинация субмеридиональных и субширотных изолиний раздела М. В то время указанная аномалия не привлекла внимания.

В 2005-2006 годах исходные данные глубинного сейсмического зондирования были заново интерпретированы с использованием современного программного обеспечения. В базу данных были включены сейсмические профили, проходящие в непосредственной близости от Мичуринского, Лелековского, Новоконстантиновского и Ватутинского урановорудных полей. В результате была обнаружена пространственная связь урановых месторождений и сопровождающих их месторождений золота и лития с широтным прогибом в разделе рельефа Мохо [7]. Ось широтного прогиба, названного мантийным рвом, смещена к югу на 10-15 км от города Кировограда. В его восточной части раздел Мохо располагается на максимальной глубине 45-46 км. В западном направлении его глубина уменьшается до 44-43 км. По изолинии 43 км длина прогиба составляет около 100 км при ширине от 25 до 40 км. Урановые месторождения Мичуринского рудного поля проецируются на самую глубокую часть мантийного рва, урановые месторождения Лелековского, Новоконстантиновского и Ватутинского рудных полей на его северный прибортовой склон. В 2009 г. для прослеживания на глубину Новоукраинско-Корсунь-Новомиргородского плутона и слагающих его массивов был использован метод обменных волн землетрясений со статистической обработкой исходных данных по широтным и субмеридиональным профилям. Для трансформации исходного поля обменов были выбраны три параметра: обменонасыщенность среды, обменоспособность среды и кратность обменов в одной и той же точке. В дальнейшем приоритет был отдан параметру обменоспособности A_{PS}/A_P , поскольку он меньше зависит от условий эксперимента: времени наблюдения и расстояния между станциями.

Статистический анализ обменных волн землетрясения выявил различную протяженность по вертикали Кировоградско-Новоукраинского и Корсунь-Новомиргородского массивов. Как видно на объемной сейсмогеологической модели Кировоградского рудного района, в целом плутон характеризуется повышенными значениями обменоспособности среды. Но их распределение неравномерно по горизонтали и глубине. Под Корсунь-Новомиргородским массивом установлены две аномалии. Первая захватывает почти весь массив и достигает максимальных значений на глубинах 9-10 км. Вторая обнаружена на глубине около 40 км, вблизи раздела Мохо. Она имеет меньшие размеры, но соизмерима с первой по интенсивности. В верхней части Новоукраинского гранитоидного массива также зафиксирована аномальная зона, но с несколько пониженными значениями обменоспособности. Однако на более низких уровнях аномалии под ним не обнаружены.

Полученные сейсмические данные служат независимым подтверждением внутрикорового генезиса Кировоградско-Новоукраинского массива и подкоровой природы Корсунь-Новомиргородского массива. Размеры более глубинной аномалии Корсунь-Новомиргородского массива меньше, чем приповерхностной. Возможны два объяснения: или она связана с непосредственным продолжением рапакиви-анортозитового массива или отражает положение ранее существовавшего промежуточного магматического очага. Особого внимания заслуживает вертикальный разрыв поля обменных волн над «мантийным рвом». В этом разрыве величины параметра A_{PS}/A_P уменьшаются до фоновых значений. Его природа неясна, но он служит косвенным доказательством связи мантийного рва с расположенными над ним месторождениями урана, золота и лития.

Балтийский щит, где расположены Печенгский и Онежский рудные районы и центральная часть Украинского щита, где находится Кировоградский рудный район, детально исследованы сейсмическими методами. По сочетанию сейсмических методов и их плотности наблюдений этим территориям нет аналогов на докембрийских щитах северного полушария Земли.

Сейсмические профили пересекали палеопротерзойские структуры, метаморфические и магматические комплексы, прошли в непосредственной близости от крупных магматических и гидротермальных месторождений.

Именно благодаря этому в Печенгском, Онежском и Кировоградском рудных районах на основе корреляции геологических и сейсмических данных удалось выявить среднемасштабные неоднородности земной коры и раздела Мохо и установить пространственную связь с ними поверхностных структур и рудных месторождений.

В Печенгском рудном районе был обнаружен локальный подъем раздела Мохо, или реликтовый мантийный плюм, установлено, что над предполагаемым мантийным плюмом располагаются магматические медно-никелевые месторождения, ассоциированные с мантийными габбро-верлитовыми интрузиями.

В Онежском рудном районе установлено, что месторождения пространственно связаны с наличием повышенной мощности андерплейтингового слоя, где, вероятно, проходила в палеопротерозое главная дифференциация мантийных магматических расплавов с отделением флюидных и рудных фаз. Она создавала благоприятные условия для последующего внедрения обогащенных металлами магматических расплавов в верхние уровни коры.

В Кировоградском рудном районе с помощью статистического анализа обменных волн землетрясений определено поведение на глубину внутрикорового Кировоградско-

Новоукраинского гранитоидного и Корсунь-Новомиргородского рапакиви-анортозитового массива и даны количественные оценки вертикальной протяженности структур интрузивноультраметаморфического цоколя, натровых метасоматитов и урановых руд. Под гидротермальными метасоматическими урановыми месторождениями установлен локальный ров в рельефе поверхности Мохо.

Таким образом, проведенные исследования показали, что в рудных районах расположенных на древних щитах, локальные неоднородности коры и раздела Мохо и соотношения с ними эндогенных рудных месторождений не могут быть описаны какой-то одной моделью.

ЛИТЕРАТУРА

- Kazansky V. I., Lobanov K. V., Isanina E. V., Sharov N. V. The Paleoproterozoic Pechenga Cu-Ni ore field (Fennoskandian shield): a fault-bound volcanic center // Izvestya. Earth Sciences Section. Russian Academy of Natural Sciences, Special issue. – Oslo, 2008. – P. 43-48.
- 2. Исанина Э. В., Верба М. Л., Иванова Н. М., Казанский В. И., Шаров Н. В. Глубинное строение и сейсмогеологические границы Печенгского района на Балтийском щите и смежной части шельфовой плиты Баренцева моря // Геология рудных месторождений. 2000. Т. 42. № 5. С. 476-487.
- 3. *Никитин А. А., Петров А. В., Алексашин А. С.* Комплекс спектрально корреляционного анализа данных «КОСКАД-3D. М.: Московский государственный геологоразведочный университет. – 2004. – 158 с.
- 4. Дрогицкая Г. М. Расслоенность земной коры Ингульского мегаблока (Украинский щит) по данным обменных волн землетрясений. Теоретические и прикладные аспекты геоинформатики. / Под ред. Якимчука Н. А. К. : 2011. С. 109-121.
- 5. Шаров Н. В., Куликов В. С., Исанина Э. В., Дрогицкая Г. М., Казанский В. И. Глубинное строение и металлогения Северо-Онежского синклинория (Республика Карелия, Россия): корреляция геологических и сейсмических данных // Геофиз. журн. – 2013. – Т. 35. – № 4. – С. 16-28.
- 6. Соллогуб В. Б. Литосфера Украины. К. : Наук. Думка, 1986. 184 с.
- 7. Старостенко В. И., Казанский В. И., Попов Н. И., Дрогицкая Г. М., Заяц В. Б., Макивчук О. Ф., Трипольский А. А., Чичеров М. В. От поверхностных структур к интегральной глубинной модели Кировоградского рудного района (Украинский щит) // Геофиз. журн. – 2010. – Т. 32. – № 1. – С. 3-33.

УДК 551.43+550.394.4

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ОБУСЛОВЛЕННОСТЬ КЛИНОВИДНЫХ ДЕФОРМАЦИЙ ПОСЛЕЛЕДНИКОВЫХ ОСАДКОВ НА ЮЖНОМ БЕРЕГУ ФИНСКОГО ЗАЛИВА

С. В. Шварев

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

Клиновидные формы, распространенные в рыхлых отложениях в ледниковых и перигляциальных зонах Русской равнины однозначно трактуются как мерзлотные (псевдоморфозы по ледяным клиньям, изначально грунтовые жилы и др.) и являются известным маркером климатических условий. Однако клинья, обнаруженные несколько лет назад (в 2002-2003 гг.) на южном берегу Финского залива, изначально имели другую трактовку, связанную с сейсмогенным генезисом [1]. Отличительной особенностью группы клиновидных структур было их единое северо-западное простирание и заполнение блоками рыхлых отложений с сохранившимися фрагментами почвенного профиля, свидетельствующими об однократном раскрытии и быстром, вероятно одновременном, заполнении. Радиоуглеродное датирование гумусированных отложений показало возраст 10230¹⁴ С л.н. (10,4-11,25 кал. л.н.). Происхождение данных форм связывалось с сильными послеледниковыми сейсмическими событиями.

Поскольку проблема сильных землетрясений на Восточно-Европейской платформе носит откровенно дискуссионный характер, а равно является спорным вопрос о генезисе самих деформационных структур, то в 2014 г. была предпринята попытка комплексного анализа с использованием геофизических и криологических методов для выявления признаков мерзлотного происхождения, в частности, полигональности и криогенных трансформаций в составе отложений.

Несмотря на то, что не удалось обнаружить описанные ранее клинья, затопленные грунтовыми водами в карьере, в результате работ 2014 года были найдены и изучены новые деформации: три крупные (глубиной свыше 3 м и шириной 0,7-1,0 м в верхней части и одна небольшая клиновидные структуры, имеющие очевидное сходство по внутреннему строению и соотношению с вмещающей толщей (рис. 1).



Рис. 1. Фрагмент 1 – основные клиновидные формы, ориентировка разрезов ЮЗ-СВ; фрагмент 2 – схема образования клиньев и их заполнения в последовательности «растяжение-сжатие»

К сожалению, прийти к однозначному решению относительно генезиса этих форм не удалось [2-3], хотя полученные данные, предлагаемые в качестве доказательства мерзлотного происхождения, вызывают больше вопросов, чем дают ответы. Во-первых, поиски признаков криогенной полигональности с использованием георадара и сейсмического зондирования значительных успехов не принесли: на фоне многочисленных мелких аномалий не было выделено каких-либо протяженных субвертикальных структур, трактуемых в качестве клиньев, тем более формирующих полигональную решетку. Во-вторых, полученные данные по палеомерзлотным условиям с использованием коэффициента криогенной контрастности (ККК) [4] показали весьма неоднозначный результат. Оказалось, что большая часть взятых образцов имеют показатели близкие или меньшие 1 [2], что не позволяет считать отложения, характеризуемые этим коэффициентом подвергавшимися криогенным трансформациям в условиях многолетней мерзлоты. Этими значениями ККК обладают отложения, вмещающие клиновидные деформации. Напротив, значения ККК больше 1 свойственны заполняющим клинья супесчано-суглинистым осадкам. Таким образом, можно констатировать, что промерзание, по данным ККК, охватывало только верхнюю часть отложений, видимо, в слое сезонного промерзания-оттаивания, и связывать разрывы сплошности отложений, развитых ниже с суровостью климатических условий не вполне обосновано.

Детальный анализ деформационных структур, включая форму самих клиньев, особенности вмещающих и заполняющих отложений, пликативных и дизъюнктивных дислокаций (рис. 1) дает больше оснований для подтверждений первоначальной точки зрения об их сейсмогенном характере.

Весьма примечательно, что вновь обнаруженные клиновидные формы обладают общими признаками, объединяющими их друг с другом и с клиньями, обнаруженными ранее:

- 1. Простирание всех клиньев (включая крупные, глубиной свыше 3 м и мелких колеблется в пределах 310-320°.
- 2. Клинья во всех изученных случаях асимметричны, что проявляется либо:
 - в наклоне (с падением плоскости клиньев на северо-восток);
 - в преимущественном одностороннем заваливании слоев песчано-гравийной вмещающей толщи в полость клина с северного борта с парагенетическим развитием разрывных нарушений на том же борту.
- 3. Во всех случаях с разрывами они представляют собой микровзбросы (с амплитудой в первые см) на фоне западения вниз внутрь клина слоев на десятки см или сброса (единичного) с такой же амплитудой, что свидетельствует о последовательности растяжение – раскрытие клина – заполнение с бортов с заваливанием или просадкой (единично по сбросу) – сжатие – закрытие клина с микровзбросами.
- Взбросовые нарушения деформируют заваленные в полость клина слои вмещающих отложений, сопрягаясь с изгибами кровли заваленных слоев в сторону оси клина, а в одном из случаев – с пережимом и изгибом осевой части клина, т. е. вторичны, по отношению к процессу заполнения клиньев.
- 5. Заполнение клиньев одномоментное для каждого клина и единовременное для основных крупных клиньев: нет следов многократного раскрытия частичного заполнения.
- 6. Осевая часть всех клиньев заполнена единообразно супесчано-суглинистой гомогенной массой, проникшей в раскрытый клин на глубину от 0,8 до 1,8 м.
- 7. Проникновение супесчано-суглинистого материала в осевую часть клина осуществлено в состоянии частичного разжижения (затечно-каплевидная форма заполнения) и частичного обваливания (сохранность почвенных фрагментов).
- 8. Верхняя часть (супесчано-суглинистая) всех крупных клиньев срезана и несогласно перекрыта песчано-гравийным прослоем мощностью около 20 см.

Кроме клиновидных форм вмещающая толща имеет и ряд других деформаций, в частности волнообразное смятие со следами внутрислойного разжижения и гомогенизации, а также единичные прорывы песков в вышележащие.

Исходя из общих закономерностей изученных разрезов, представляется следующая последовательность развития толщи с деформациями:

- Регрессивное (судя по залеганию в нижней части тонкозернистых песков на невскрытых ленточных глинах) накопление песчано-гравийно-галечного материала в процессе спуска озерно-ледникового водоема (Балтийского ледникового озера) в условиях береговой зоны и размыва ближайших флювиогляциальных (судя по крупности и хорошей окатанности переотложенного материала) возвышенностей.
- 2. В завершающую фазу накопления песчано-гравийной толщи деформации верхних песчаных прослоев в интервале глубиной от поверхности до 1,5 м (а – частичное разуплотнение и гомогенизация слоистых песчаных отложений с просадкой галечных прослоев

над зонами разуплотнения; б – образование косых клиньев с частичным разжижением и прорывов вверх грубозернистых песков

- По завершению накопления песчано-гравийной толщи перемыв и отложение супесчано-суглинистого прослоя в условиях застойного (слабопроточного) водоема (по-видимому, пойменного генезиса).
- 4. Формирование почвенного профиля.
- 5. Формирование клиньев и заполнение их материалом с бортов и из верхнего прослоя (осевая часть клиньев); обрушение почвенных фрагментов в клинья (обнаружение в перевернутом залегании).
- 6. Формирование почв на супесчано-суглинистом субстрате в клиньях в нормальном залегании.
- 7. Перемыв поверхности с отложением песчано-гравийного прослоя.
- 8. Осушение и формирование современного почвенного профиля.

На основании региональных палеогеографических закономерностей и установленного абсолютного возраста для изученных ранее (2002-2005 гг.) аналогичных структур, можно определить временные параметры формирования толщи и деформирующих её клиньев. Поскольку, по результатам проведенных ранее исследований нарушенную клиньями песчаногравийно-галечную толщу подстилают озерно-ледниковые ленточные глины, то формирование самой толщи с деформациями, по-видимому, относится к последней фазе существования Балтийского ледникового озера (14000-10300 ¹⁴ С л.н.). Так как спуск озера был катастрофическим, то регрессивный разрез можно связать именно с этим временем. Таким образом, нижний временной рубеж можно датировать 10300 ¹⁴ С л.н. Верхний возраст 10230 \pm 40 ¹⁴ С л.н. Следоватировке переотложенных почв в клиньях [5], показавшей возраст 10230 \pm 40 ¹⁴ С л.н. Следовательно, и формирование самой грубообломочной толщи и деформирующих её клиновидных структур укладывается в очень узкий временной диапазон 10300-10200 ¹⁴ С л.н., относящийся к позднему дриасу.

Суровые (субарктические) условия этого периода, по-видимому, способствовали промерзанию освободившейся от водного покрова толщи, по крайней мере, верхней её части (судя по показателям ККК). Однако даже если принять промерзание вмещающей толщи на всю мощность изученного разреза, тем не менее клиновидные структуры, по ряду причин, не могут быть связаны с морозобойным растрескиванием или формированием ледяных жил и полигонального рельефа.

Известны два механизма образования подобных структур: эпигенетическое и сингенетическое. Судя по очерченным выше палеогеографическим условиям и временным ограничениям, в качестве наиболее вероятного механизма выступает эпигенетическое промерзание. Однако мощность клиньев (более 3 м) и ширина в верхней части (0,5-1 м) слишком велика для эпигенетического генезиса. Более подходящим по параметрам для этих клиновидных структур представляется сингенетическое промерзание, которое в современных условиях многолетней мерзлоты может обеспечивать формирование структур как подобных изученным, так и значительно больших размеров. Однако и здесь обнаруживаются трудно разрешимые противоречия: 1) отсутствие следов многократного промерзания-оттаивания-заполнения-накопления; 2) отсутствие следов давления жилы на борта в виде «задирания» слоев вверх (маловероятно, чтобы слои, в настоящее время опущенные вниз ранее были задраны вверх и изменили свое положение при вытаивании ледяной жилы без разрушения структурной целостности); 3) нарушение последовательности в режимах сжатия-растяжения, т. к. при формировании ледяной жилы должно быть сначала сжатие слоев, а потом, по мере протаивания – растяжение; в нашем варианте мы видим сначала растяжение (сбросы и/или заваливание слоев), а затем сжатие (микровзбросы на флангах клиньев, пережим осевой части клиньев с суглинистым заполнителем). Кроме того, очень узкий временной диапазон никак не отвечает требуемому для формирования мощных ледяных жил в ходе многолетнего режима замерзания-оттаивания.

Таким образом, наиболее непротиворечивым представляется сейсмогенный механизм образования клиновидных структур, который подтверждается основными особенностями, включающими:

- 1) единообразную ориентировку клиньев, соответствующую направлению разрывных структур в коренном субстрате в непосредственной близости от объекта исследований;
- 2) единообразную внутреннюю структуру клиньев, их асимметричное строение;
- единообразную последовательность деформаций вмещающей толщи, претерпевшей последовательно растяжение, а затем сжатие;
- 4) присутствующие элементы сейсмогенного разжижения в песчаных прослоях вмещающей толщи.

Землетрясение, приведшее к образованию клиновидных структур, можно увязать по времени и причинно-следственным связям с катастрофическим спуском Балтийского ледникового озера (резкая релаксация земной коры в ходе разгрузки). Через непродолжительное время после спуска БЛО в условиях сформировавшегося здесь на месте прибрежной зоны застойного, периодически осушающегося мелководного водоема с формирующимися глеевыми почвами и начавшегося промерзания произошло сильное сейсмическое событие.

Предполагая сейсмическое событие в качестве механизма образования клиновидных структур необходимо отметить, что наиболее вероятным представляется расположение очага к северо-востоку от изучаемой территории (по направлению оси сжатия-растяжения, перпендикулярно клиньям). Кроме того, следует упомянуть, что само простирание клиньев отвечает одному из региональных направлений трещиноватости разного ранга, в том числе с признаками послеледникового обновления. В ближайшем окружении изученной территории морфолинеамент с подобным простиранием трассируется от побережья Финского залива через болото Порзовское к денудационной нише на уступе глинта, дренируемой верховьями р. Стрелка. В свою очередь в породах чехла на самом глинте и предглинтовой равнине обнаруживаются сопряженные пликативные и разрывные нарушения, отличающиеся интенсивным травертиногенезом [6], а также коррелируемые с известными дудергофскими дислокациями [7] и свидетельствующие об их активной структурной роли в послеледниковом развитии территории.

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ, грант 14-04-00894.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Никонов А. А. Русаков А. В.* Уникальная находка раннеголоценовой погребенной почвы на южном побережье Финского залива: условия нахождения, залегание, возраст // Почвоведение. – 2010. – № 1. – С. 1-12.
- Стрелецкая И. Д., Стром А. Л., Корженков А. М., Шмелев Д. Г. Находка псевдоморфоз по полигонально-жильным льдам в Ленинградской области // Геоморфологические ресурсы и геоморфологическая безопасность: от теории к практике: Всероссийская конференция «VII Щукинские чтения» : Материалы конференции, Москва, МГУ им. М. В. Ломоносова, 18-21 мая 2015 г. – Москва : МАКС Пресс, 2015. – С. 512-515.
- Никонов А. А., Шварев С. В., Русаков А. В. Разрывные клиновидные образования в области поздневалдайского оледенения (Ленинградская область): феноменология и генезис в альтернативном рассмотрении / Отв. ред. Н. С. Болиховская и Т. С. Клювиткина // Актуальные проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. «Марковские чтения 2015 года» : Материалы Всероссийской научной конференции, посвященной 110-летию со дня рождения академика К. К. Маркова. М. : МГУ, 2015. С. 136-139.
- 4. *Конищев В. Н., Рогов В. В.* Методы криолитологических исследований. М. : МГУ, 1994. 135 с.

- 5. Никонов А. А., Русаков А. В., Коркка М. А., Спиридонова Е. А. Находка реликтовой раннеголоценовой почвы на южном побережье Финского залива и ее палеогеографическое значение // Докл. РАН. 2005. Т. 403. № 1. С. 106-111.
- 6. *Никитин М. Ю*. О генетической приуроченности месторождений голоценовых пресноводных карбонатов к особенностям структурного плана Ижорского плато // Известия Российского государственного педагогического университета им. А. И. Герцена. -2011. – № 138. – С .100-110.
- 7. Лобанов И. Н. О природе дислокаций Дудургофских высот в окрестностях Ленинграда // Геотектоника. – 1976. – № 6. – С. 89-98.

УДК 550.424.6

МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЕ ПОСЛЕДСТВИЯ СМЕНЫ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК В ФАНЕРОЗОЕ ЕВРОПЕЙСКОЙ НАДПЛАТФОРМЫ

Л. Т. Шевырёв, А. В. Черешинский

Воронежский государственный университет, г. Воронеж, Россия

Формирование промышленных месторождений медистых песчаников, каменных, К-Mg солей, бокситов, Ti-Zr россыпей, типичных для древних платформ, тесно связано со спецификой их геодинамических обстановок. Древняя Восточно-Европейская платформа (BEП) в фанерозое характеризовалась наиболее щадящим для экзогенных рудных залежей геодинамическим режимом. В поздней перми он распространился на соседние площади Западной Европы, обеспечив становление и там многочисленных экзогенных рудных объектов платформенного типа. Это явление названо «минерагенической трансгрессией на площади Европейской надплатформы». Для медистых песчаников и калийных солей оно подробней рассмотрено авторами [1]. Здесь же закономерный процесс становления подобных рудных объектов охарактеризуем для более сложного примера – карстовых бокситов средиземноморского типа, используя возможности историко-минерагенического подхода.

В девоне и карбоне на площади древней ВЕП промышленные латеритные бокситы появились в районах Белгородском (C₁v₁b), Тихвинском (C₁t₃-v₁), Северо-Онежском(C₁a); на **Тимане** (D₂) [2-5], если не считать экзотических находок под Рязанью и в Белоруссии, рис. 1. Вне ВЕП их малые проявления зафиксированы в шотландском Эршайр (Ayrshire, C_1) и польской Нова Руда (Nowa Ruda, C₁v). Палеозойскими полагают бокситы Леон (Leon, D₂?) на северо-западе Испании, и Деказвиль (Decazeville, C₃s), южный склон Центрального Французского массива [6]. В перми латеритные бокситы появились вдоль южной окраины Анатолии, нынешние горные массивы Мендерес и Тавра. Остальная площадь Западной, Центральной и Южной Европы бокситонакопления в герцинский (варисский этап) не знала. Тому не способствовали разрушительные для латеритов переменчивые геодинамические обстановки. Все резко изменилось в мезозое. С триаса до финальных фаз эоцена в Альпийской области тектонические движения приобрели равномерный стабильный характер. Рельеф был низко- и среднегорный, обеспечивающий стабильный промывной режим формирующихся кор выветривания. Тогда и возникли 1,74 млрд. т. аккумуляций карстовых бокситов разных категорий, распределенные по странам (млн т): Венгрия – 371; Франция – 250-600; Италия – 45; Испания – 150; Греция – 484; ФРГ – 2; страны б. Югославии – 200-400; Северная Ирландия – 2,5-3,0 [7-8]. Большинство этих ресурсов непромышленные, субэкономические, прогнозируемые. По мировым меркам их немного, если вспомнить, что только в Гвинее кондиционных бокситов 8,6 млрд. т., во Вьетнаме – 11 млрд. т. Однако именно собственные ресурсы сделали Францию мировым лидером по добыче бокситов на заре производства алюминия и потом в 1923-1939 гг.



Рис. 1. Постварисская-домиоценовая минерагеническая трансгрессия на Европейской надплатформе – пространственное распространение бокситовых месторождений как результат стабилизации геодинамической обстановки, 1-10 – бокситы, в т. ч.: 1 – девонские, 2 – каменноугольные, 3 – пермские, 4 – триасовые, 5 – юрские, 6 – раннемеловые, 7 – позднемеловые, 8 – палеогеновые; 9 – олигоценовые, 10 – неогеновые; 11 – граница областей распространения бокситов типов латеритного и «средиземноморского» (морского, карстового); 12 – поднятия, определившие локализация <u>бокситов, в т. ч.: I – перешеек Дюранс (К₁), II – Динарское нагорье-горы Баконь; III – южная окраи-</u> на Анатолии, массивы Мендерес и Тавра; IV – Греция, от п-ва Пелопонесс на юге до п-ва Халкидики на севере. Основные бокситовые объекты (их возраст): 1 – Самос (Samos, P); 2 – Наксос (Naxos, P); <u>3</u> – Халкидики (Chalkidike, J); 4 – Фогельсберг (Vogelsberg, \mathcal{P}); 5 – Кордильера Бетика (Cordilleras Béticas, J); 6 - 366en (Eubea, J); $7 - C\kappa one noc$ (Skopelos, J); $8 - Xpy uu \kappa a$ (Hrusica, J); $9 - \Pi a p haccoc-$ Киона-Хеликон (Parnassos-Kiona-Helicon, J); 10 - Леон (Leon, D_2 ?); 11 - Надьяхаршан (Nagyharsany, <u> K_1); 12 – Альсопере</u> (Alsopere, K_1); 13 – Босанска Крупа (Bosanska Krupa, K_1); 14 – Элевзис (Eleusis, <u> K_1 </u>); 15 – Мандра (Mandra, K_1); 16 – Гормеч (Grmec, K_2); 17 – Яйце (Jaice, K_2); 18 – Гребничка Планина (Grebnicka Planina, K_2); 19 – Черногория (Monte Negro, K_2); 20 – Мойтин (Mojtin, K_2); <u>21 – Сюплеген (Sütlegen, \mathcal{P}_{1-2}); 22 – Истрия (Istra, J, \mathcal{P}); 23 – Пелопонесс (Peloponnese, \mathcal{P}_{1-2}););</u> 24 — Саленто (Salento, \mathcal{L}_{1-2}); 25 — Обарок-Уйбарок (Obarok-Ujbarok, \mathcal{L}_3); 26 — Высокополье (J, K_1 n-a, \underline{P}_{2}); 27 – Эршайр (Ayrshire, C_{1}); 28 – Басмен–Кермен (J); 29 – Деказвиль (Decazeville, C_{3S}); 30 – Локрис (Locris, J?), 31 - Андоринья (Andorinha, K_1), 32 - Враце (Vrace, T); 33 - Антрим (Antrim, $N_1^{3} - N_2^{1}$); 34 – Нова Руда (Nowa Ruda, $C_1 v$); 35 – Беларусь ($C_1 v$); 36 – Белгород ($C_1 v_1 b$); 37 – Малевка-<u>Муравьевна, под Рязанью (D-C); 38 – Тихвинский p-н (C₁t₃-v₁); 39 – Северо-Онежский p-н (C₁a);</u> <u> 40 – Средний Тиман (D₂)</u>

Литологи особенно активно обсуждали генезис бокситов средиземноморского («карстового на карбонатых платформах», «карстового площадного», «карстового дальнеприносного», «морского», «геосинклинального») типа до 1980-х гг., когда их разработки в Европе еще имела значительные масштабы. Деградация горных работ по экологическим причинам и вследствие экспорта качественного алюминиевого сырья из стран Гвинейского залива и Австралии уменьшили накал дискуссии. В самом деле, в 1969 г. Венгрия еще произвела 1,935 млн. т. бокситов, а в 2012 г. только 255 тыс. т., тогда как Гвинея – 18 млн. т. (2011 г.), Австралия – 67 млн. т. (2011 г.).

Полностью разобраться с генезисом средиземноморских бокситов не удалось. Наиболее справедливым признано мнение: вопрос об источнике вещества бокситов (эоловая пыль, вулканический пепел, нерастворимый остаток известняков и т. д.) нужно решать в каждом конкретном случае. Доныне сохранились приверженцы давней (1881 г.) гипотезы бокситизации «терра росса», красной глины, залегающей исключительно на известняках, иногда с высокими содержаниями гиббсита и изотропного спорогелита Al₂O₃·H₂O (к терра росса ныне относят либо афанитовые бокситы, либо их неизученные разности [9]). Сама терра росса, предположительно, возникла из нерастворимого осадка подстилающих известняков, в которых только 0,1-0,3 % Al₂O₃. Для получения пласта боксита два метра мощностью при таких содержаниях нужно растворить 0,3-1,0 км карбонатной породы, что проблематично. Гипотеза совершенствовалась. Стали различать разновидности терра росса гидрослюдистую (в Боснии и Герцоговине, Словении, Хорватии) и каолинитовую (fire clay, огнеупорную). В двух из 6 образцов последней Гиорге Бардоши (Gyorgy Bardossy) встречено 0,8-1,5 % гиббсита Al(OH)₃. Бемит AlO(OH) отсутствовал.

Источник глинозема пытались увидеть в приносимой пыли, в т. ч. вулканической, осевшей на поверхности известняков. Во Французском регионе пылевые облака шли, предположительно, с Центрального Французского массива, в Венгрии – с гор Веленце к площади месторождения Халимба.

Тефра, осевшая на надводные рифовые известняки, после латеритизации могла превратиться в боксит. Эта мысль заслуживает внимание и потому, что меридиональная полоса распространения карстовых бокситов, идущая от южной Италии через Динарские горы к Трансдунайским горам, наиболее насыщена меловыми вулканами [10, с. 50]

Приписывали карстовым бокситам и субмаринное происхождение. В морской среде разлагающиеся белковые образования осаждали гидроксид алюминия из воды; упомянутый спорогалит шел в осадок с карбонатом кальция. По этой причине следы Al₂O₃·H₂O обнаруживают в закарстованных известняках Хорватии всех стратиграфических уровней от карбона до третичных.

В формировании карстовых бокситов видят большую роль промывного гидролиза – разложения силикатов (остаточных глин, тефры и т. д.) путём выноса кремнезема и сильных оснований дождевой теплой и бескремнистой водой в условиях влажных тропиков. Мощь этого процесса заметна на примерах современных пресноводных «морских фонтанов» Адриатики. Карстовые грунтовые воды, уйдя по подземным полостям на акваторию, образуют мощные восходящие струи-«фонтаны», хорошо заметные с берега. Приносимые ими с плато частицы терра росса в морских условиях разлагалась, глинозем отлагался в виде пластов бокситов.

Во всех этих гипотезах по поводу формирования бокситов, как видим, рассматривается роль климатических, литологических факторов, физико-химических процессов, но геодинамическим обстановкам времени бокситонакопления места не нашлось.

Однако в Западной Европе сколько угодно «карбонатных платформ» с известняками тех же возрастов, равными климатическими условиями, пеплопадами, но без заметных бокситовых залежей. Как пример, приведем массив Юра в Швейцарии и Франции с обширными выходами юрских карбонатов, развитием карста. Возраст карстовых бокситов узкий – от среднего триаса до эоцена, с позднемеловым максимумом. Между тем, из рис. 1 видно, месторождения карстовых бокситов образуют четыре компактных области, все за пределами ареала распространения бокситов латеритных. Среди них: 1 – Южная Франция (Лангедок, Прованс). Ареал отвечает выступу альбской суши «перешеек Дюранс» между массивами Центральным Французским и Мон де-Мор; 2 – меридиональная полоса активного мелового вулканизма между Динарским нагорьем в Хорватии, Боснии и Герцоговине и венгерскими горами Баконь; 3 – южная окраина Анатолии (южные подножия массивов Мендерес и Тавр); 4 – все территория Греции.

Палеоструктурная, не только палеогеографическая, для альбского века ситуация, приведшая к появлению аккумуляций карстовых бокситов на юге Франции (рис. 2), рассматривается авторами как ключ к пониманию общих структурных обстоятельств формирования бокситов остальных трех кластерах Южной Европы и Анатолии. Тому способствуют кратковременность существования альбского «перешейка Дюранс», практическая одноактность карстового бокситообразования в регионе (только нижний мел). Выделение аналогичного поднятия вполне приемлемо для Южной Анатолии (рис. 1), где карстовые бокситы также только нижнемеловые, находятся близ Средиземного моря и продолжают к северу полосу пермских латеритных аллитов.



Рис. 2. Нижнемеловые карстовые бокситы Южной Франции тяготеют к альбскому низкогорному «перешейку Дюранс», протянувшемуся от г. Фуа (департамент Арьеж) до г. Драгиньян (департамент Вар). По [9, с. 326, рис. 62; 11]. 1 – сильно поднятая суша (алюмосиликатные породы домезозоя); 2 – низменная суша (карбонатные породы мезозоя); 3 – море; 4 – нижнемеловые бокситы месторождений: 1 – Арьеж (ургонский ярус, примерно отвечает баррему), 2-7 – аптские, в т. ч.: 2 – Бедарьё (нижний горизонт доберриасский), 3 – Сет, 4 – Ле Бо, 5 – Ле Ревест, 6 – Бриньоль, 7 – Драгиньян

Греческий регион с ресурсами карстовых бокситов около 0,5 млрд. т. отличается от Южной Анатолии политипностью и гетерогенностью своих месторождений. Пермские латеритные аллиты открыты на островах Самос и Наксос в Эгейском море, юрские (?) – на базитах-ультрабазитах в районе Локрис. Распространены карстовые бокситы юрские (Халкидики, Эвбея, Скопелос, хребтов Парнассос-Киона-Хеликон), нижнемеловые (Элевзис, Мандра), верхнемеловые (Парнассос-Киона-Хеликон), палеоцен-эоценовые (Вродерон, или Флорина, Северная Греция, на контакте мела и квартера).

Балканский пример намного сложнее. В Динарско-Баконьском кластере карстовые бокситы формировались: в триасе (полоса от Словацких до Албанских Альп, на площади Враце в Хорватии), юре (словенская Хрушика, хорватская Истрия), раннем мелу (Надьяхаршан, Альсопере в Венгрии, боснийские Босанска Крупа, Гормич), позднем мелу (боснийский Яйце, косовская Гребничка Планина, объекты в Черногории, словацкий Мойтин), палеоцене-эоцене (албанский Сютлеген, венгерские Обарок-Уйбарок и объекты Трансдунайских гор, п-в Истрия в Хорватии). Очень малые проявления олигоценовых карстовых бокситов найдены в Северной Словении, Боснии (Яйце); в Венгрии такие бокситы переотложенные (Вашонипушта, Обарок-Уйбарок). Олигоценовый возраст полагают для бокситов полуострова Саленто (Salento), Италия (рис. 1). Всего для территории б. Югославии карстовые бокситы в воронках до 60 м глубиной описаны на 10 стратиграфических уровнях в поясе шириной 65 км между п-ом Истрия и Албанской границей. Карстовое бокситообразование развивалось закономерно, с выраженной эволюцией во времени минеральных ассоциаций. Триасовые бокситы преимущественно бёмитовые, с обильным диаспором, их железо находится в форме гематита. Палеоценовые и меловые – бёмитовые, с примесью гематита и гётита. Самые молодые эоценовые – гиббсит-бёмитовые, с гётитом. Только в них обнаружен галлуазит Al₄[Si₄O₁₀][OH]₈·4H₂O.

Дифференцировав обширный ареал распространения карстовых бокситов на юге Западной Европы по степени их возрастных и генетических предпочтений, историко-минерагенический подход позволил выявить их кластерный характер, приуроченность к областям устойчивых поднятий средних амплитуд между высокогорными участками. Возрастные характеристики карстовых бокситов (триас-эоцен) отвечают времени максимального ослабления тектонической активности в Центральной и Южной Европе в постгерцинский этап, перед новой альпийской (с миоцена) активизацией, когда бокситообразования прекратилось.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Шевырев Л. Т. Эволюция геодинамических обстановок Восточно-Европейской платформы и её обрамления в фанерозое и ассоциирующие минерагенические трансгрессии / Л. Т. Шевырев, А. Д. Савко, А. В. Черешинский // Вестник Воронеж. гос. ун-та. Серия Геология. – Воронеж, 2016. – № 2. – С. 13-21.
- 2. Савко А. Д. Коры выветривания в геологической истории Восточно-Европейской платформы / А. Д. Савко, А. Д. Додатко. Воронеж : изд-во ВГУ, 1991. 232 с.
- 3. *Савко А. Д.* Этапы формирования кор выветривания в верхнем протерозое и палеозое Воронежской антеклизы / А. Д. Савко, Н. П. Хожаинов // Литогенез в докембрии и фанерозое Воронежской антеклизы. Воронеж, 1975. С. 46-59.
- 4. Зинчук Н.Н. Историческая минерагения: в 3-х т. Историческая минерагения подвижных суперпоясов / Н. Н. Зинчук, А. Д. Савко, Л. Т. Шевырев. Воронеж : Воронеж. гос. ун-т, 2008. Т. 3. 622 с.
- 5. *Сиротин В. И.* Перерывы в осадконакоплении Воронежской антеклизы / В. И. Сиротин // Вестник Воронеж. гос. ун-та. Серия Геология. Воронеж, 1996. № 2. С. 5-12.
- Bellengez G. Etude préliminaire d'une bauxite latéritique stéphanienne du bassin de Decazeville (département de l'Aveyron, France) / G. Bellengez, J-C Revel // Comptes Rendue du l'Academie de science. – Serie 2. Mechanique, Physic, Chemie, Sciences de l'universe, Sciences de la Terre. – 1986. – Vol. 302. – № 3. – P. 131-134.
- Patterson Sam H. Bauxite Reserves and Potential Aluminum Resources of the World / Sam H. Patterson // USA Geol. Survey Bull. 1228. – Washington : US Government Printing Office, 1967. – 167 p.
- Bardossy Gyorgy. Karst Bauxites. Bauxite deposits on carbonate platforms / Gyorgy Bardossy // Developments in Economic Geology. – Amsterdam-Oxford-New-York : Elsevier Scientific Publishing Company, 1984. – № 124. [Электронный ресурс]. URL: https:// books.google.ru/books?isbn. (Дата обращения 01.03.2016).

- 9. Бушинский, Г. И. Геология бокситов / Г. И. Бушинский. М. : Недра, 1975. 411 с.
- 10. *Москвин, М. М.* Меловая система / М. М. Москвин. БСЭ, 3-е изд. [в 50 т.]. 1974. Т. 16. С. 50-52.
- 11. *Nicolas J.* Nouvelle donnee sur la genese des bauxites a mur karstique du Sud-Est de la France / J. Nicolas // Mineral. Deposita. 1968. Vol. 3. № 1. P. 18-33.

УДК 553.3/.4.04:528.8(571.63)

ВЫРАЖЕННОСТЬ ЗОН НЕФТЕГАЗОНАКОПЛЕНИЯ ТАТАРСКОГО ПРОЛИВА ЯПОНСКОГО МОРЯ НА ДИСТАНЦИОННОЙ КОСМИЧЕСКОЙ ОСНОВЕ

М. Ж. Шевырева, М. Ж. Хамзикеева

Инженерная школа, Школа естественных наук ДВФУ, г. Владивосток, Россия

Дальний Восток России испытывает потребность в наращивании минерально-сырьевой базы углеводородного сырья для развития нефтегазовой промышленности. В этой связи пристальное внимание геологоразведочных организаций приковывают перспективные зоны сложного геологического и тектонического строения.

В настоящее время выделяют три модели генезиса нефти и газа: депрессионная (бассейновая), рифтогенная и субдукционно-обдукционная или коллизионная [1]. Для окраинных морей Дальнего Востока характерна первая модель нефтегазообразования. Это классический образец нефтегазообразования, в соответствии с ним накопление нефтематеринской породы происходит в зоне устойчивого прогибания в земной коре. Погружение и накопление толщ осадка, обогащенного органическим веществом на дне моря, претерпевают воздействие повышенных температуры и давления (стадия катагенеза, $t = 300-35^{\circ}$ C, P > 100 МПа). Образуясь, углеводороды мигрируют и задерживаются в нефтегазовых ловушках, качестве которых часто выступают антиклинальные складки. Современные активные разломы и сейсмика формируют тектоническую нарушенность структур морского дна. Разрушение сплошности флюидоупоров ведет к эманации углеводородов [2].

Татарский пролив включает три осадочных потенциально нефтегазоносных бассейна: в северной части располагается Северо-Татарский, в южной – Южно-Татарский, в западной части – Исикари-Западно-Сахалинский [3]. Локализация скоплений углеводородов обусловлена спецификой геологического строения. На картах сейсмического районирования Дальнего Востока России акватория Татарского пролив отмечена сейсмоактивными зонами, здесь наблюдаются средне и глубокофокусные землетрясения [4].

Осадочные бассейны (ОБ) пролива образовались в обстановках переменной кинематики земной коры, о чем свидетельствует осложнение дна и склона Татарского пролива дислокациями различной кинематики.

Северо-Татарский и Южно-Татарский ОБ имеют рифтогенное происхождение (конец эоцена – начало олигоцена). Бассейны претерпевали несколько фаз тектоно-магматической активизации и синхронного прогибания в эпохах позднего эоцена – олигоцена, раннего – среднего миоцена, позднего миоцена – раннего плиоцена [3].

Структурно-тектоническое районирование Татарского пролива Японского моря отражено в сложной гравитационно-батиметрической цифровой модели рельефа (ЦМР), отраженной в данных спутников Envisat и Jason [5]. Наиболее выражены структурные элементы 2-го, 3-го, 4-го порядков. Структуры 2-го порядка характеризуют прогибы, крупные вне- и межбассейновые поднятия, разделяющие и обрамляющие их границы.

Структуры 3-го порядка отражают неоднородности строения региона, это зоны складчатых дислокаций, грабены и вулканотектонические депрессии, разделяемые внутрибассейновыми поднятиями. Наиболее важными структурами 3-го порядка в отношении накопления залежей углеводородов, являются антиклинальные складчато-разрывные дислокации. Структуры 4-го порядка характеризуют локальные антиклинали кон- и пост- седиментационного генезиса и субвулканические интрузии [3].

Исикари-Западно-Сахалинский бассейн (ИЗСОБ) также имеет выраженность структурных форм 3-го порядка и оценивается как наиболее нефтегазоперспективный. На юге Татарского пролива этот осадочный бассейн располагается в шельфовой зоне.

Вдоль ИЗСОБ протягиваются складчато-разрывные структуры (Холмско-Шебушинская) и Кузнецовская антиклинальная зона, маркирующие Западно-Сахалинский разлом. Главными структурами элементами бассейна являются Монеронский, Холмский, Ясноморский прогибы шельфовой территории, разделенные между собой антиклинальными структурами. На спутниковых ЦМР они выражены в виде региональных линеаментных зон.

Поднятия фундамента Татарского пролива отчетливо выражено в региональных гравитационных максимумах. Контрастные аномалии магнитного поля характерны для Северо-Татарского и Южно-Татарского бассейнов, главным образом это связано с вулканотектоническими поднятиями. В осадочных бассейнах установлены морфоструктуры как положительного, так и отрицательного характера и, вероятно, тектонического происхождения. Локальные впадины характеризуются отрицательным полем силы тяжести и пониженными положительными значениями магнитного поля [6].

Изучение части Татарского пролива, прилегающей с южной оконечности острова Сахалин, позволило идентифицировать современный тектонический паттерн территории, распределение кольцевых и линейных структур, локальных депрессий и поднятий.



Рис. 1. Морфометрическое дешифрирование района исследований

Данный бассейн протягивается почти на 800 км от южной части острова Хоккайдо (Япония) до северной части Западно-Сахалинских гор. От соседнего Южно-Татарского бассейна, он отделен Пионерским и Монеронским поднятиями. Определяющими являются следующие особенности и черты бассейна: расположение в зоне Западно-Сахалинского разлома и наличие в пределах бассейна Холмско-Невельской постседиментационной антиклинальной зоны, а также кулисовидные постседиментационные складчато-разрывные структуры (Холмско-Шибушинская и Кузнецовская антиклинальные зоны).

Оценка перспектив нефтегазоносности осадочных бассейнов шельфа возможна путем комплексного анализа цифровых батиметрических моделей, синтезированных спутниковых продуктов (chlor_a и sst систем Aqua и Terra), спутниковых спектральных индексов и их сопоставлением с сейсмическими данными, результатами исследований теплового потока и аномалиями магнитного и гравитационного полей.

Следует обратить внимание на данные дистанционных исследований шельфовой части ИЗСОБ. Для бассейна характерны контрастные отрицательные значения полей силы тяжести, а также неоднородное положительное значение магнитного поля, также уверенно фиксируемые аномалии теплового потока. Акватория данного бассейна нуждается в проведении всестороннего комплексного изучения с применением дистанционного зондирования, с получением спутниковых альгологических, температурных и суспензионных данных.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Гаврилов В. П.* Геодинамическая модель нефтегазообразования в литосфере / В. П. Гаврилов // Геология нефти и газа. 1988. № 10. С. 1-9.
- 2. *Обжиров А. И.* Мониторинг метана в Охотском море / А. И. Обжиров, В. А. Соснин. Владивосток : Дальнаука, 2002. 250 с.
- Жаров А. Э. Геология, геодинамика и перспективы нефтегазоносности осадочных бассейнов Татарского пролива / А. Э. Жаров, Г. Л. Кириллова, Л. С. Маргулис, Л. С. Чуйко, В. В. Куделькин, В. Г. Варнавский, В. Н. Гагаев. – Владивосток : ДВО РАН, 2004. – С. 11-13.
- 4. *Комплект* карт Общего сейсмического районирования России ОСР-97 [Электронный ресурс]. URL: http://seismos-u.ifz.ru/personal/ocp-97-abc_3.htm. Дата обращения: 15.03.2016 г.
- 5. Шевырев С. Л. Об оценке тектонической позиции скоплений углеводородов на шельфе Дальневосточных морей России по космическим данным / С. Л. Шевырев, М. Ж. Шевырева, В. В. Чернышев, А. А. Морозов, В. В. Ивин // Горный Информационно-Анали-тический Бюллетень. – 2015. – № S36. – С. 236.
- 6. *Шеин В. С.* Геодинамика и перспективы нефтегазоносности осадочных бассейнов Дальнего Востока / В. С. Шеин, В. А. Игнатова. – М. : ВНИГНИ, 2007. – С. 177-178.

УДК 551.248.2

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЧЕРНОМОРСКОГО РЕГИОНА ПО ОТНОСИТЕЛЬНЫМ КОМПОНЕНТАМ ВЕКТОРА СМЕЩЕНИЯ

Л. А. Шумлянская

Институт геофизики им. С. И. Субботина Национальной академии наук Украины, г. Киев, Украина

Изучение характеристик действующих тектонических напряжений остается одним из приоритетных направлений наук о Земле. Данные о напряженном состоянии земных недр являются основой исследований по геодинамике, важны для решения задач прогноза землетрясений. Поле тектонических напряжений реконструируют по механизмам очагов землетрясений [3]. При этом важным является вопрос о подобии в системе напряжений в очагах землетрясений разного энергетического уровня и степени стабильности ориентации напряжений в земной коре региона во времени и пространстве. Применялся метод усреднения значений характеристик очагов не отдельных событий, а групп очагов слабых землетрясений, происшедших в разных областях геологической среды, в предположении, что механизмы очагов в них имеют схожий характер [1].

Относительные компоненты вектора смещения дают возможность оценить величины горизонтальных и вертикальных подвижек по нодальным плоскостям, соотнесенных с разломами или рельефом поверхности Мохо. Т.е. оценить направление и активность разломов, вызванных движениями мантийного материала, что отражается на рельефе поверхности Мохо, а по сути, оценить относительные величины перемещения мантийного материала.

Относительная компонента вектора смещения вдоль линии простирания (D_x) – проекция единичного вектора на горизонтальную ось простирания (рис. 1). Она имеет положительное значение, если сонаправлена с правым сдвигом вдоль линии простирания плоскости разрыва, отрицательное – если сонаправлена с левым сдвигом, и равна нулю, если единичный вектор перпендикулярен линии простирания.



Рис. 1. Относительная компонента вектора смещения вдоль линии простирания (D_x), с вектором направления подвижки по первой нодальной плоскости. 1 – контур Черного моря; 2 – контур исследуемых областей; 3 – первая нодальная плоскость; 4 – вторая нодальная плоскость; 5 – направления напряжений; 6 – направления сдвига по первой нодальной плоскости

Компонента подвижки в направлении простирания выражается через угол подвижки:

$D_x = sinSHEAR.$

По первой нодальной плоскости: наибольшая составляющая правого сдвига наблюдается в областях 4, 5, в меньшей степени в 3(2) – Восточно-Черноморская котловина и 1(1) – восточный борт Западно-Черноморской котловины; левый сдвиг наблюдается в: 1(3), 1, 1(2) – Западно-Черноморская котловина, 3 – вал Андрусова; сдвиговая компонента отсутствует в областях 2, 3(4), 3(1), 6 – в полосе, разделяющей структуры с разным типом сдвиговой компоненты: Западно- и Восточно-Черноморские котловины.

По относительной компоненте вектора смещения вдоль линии смещения Восточно-Черноморская котловины по первой нодальной плоскости имеет правый сдвиг, сдвиг происходит в направлении северо-восток – юго-запад, что совпадает с изогипсой 30 км глубины Мохо. Сдвиг происходит по окаймляющим котловину приконтинентальным сбросам, включая впадину Сорокина. Правый сдвиг по первой нодальной плоскости проходит по внешней стороне котловины против часовой стрелки. К сдвигу по часовой стрелке относится левостороннее движение прилегающего к Восточно-Черноморской котловине восточного склона вала Андрусова.

В Западно-Черноморской впадине левостороннее смещение по первой нодальной плоскости в центральной части связано со сдвигом по Николаевскому разлому (1), восточный борт Западно-Черноморской котловины. Правосторонний сдвиг – с Западно-Крымским разломом (по восточному борту Западно-Черноморской котловины вдоль изогипсы рельефа Мохо 25 км). Такие разнонаправленные смещения (Западно-Крымский и Николаевский разлом) создают условия для разворота направления сдвига с северо-востока-юго-запада в 1 и 1(1) на юго-запад-северо-восток в 1(2).

В 6 и 1(3) сдвиговые компоненты отсутствуют. Образование сдвиговых разнонаправленных компонент для Западно-Черноморской впадины и северо-западной шельфовой зоны свидетельствует о существовании трех разных систем, создающих эти подвижки: северо-западный шельф 6 (сброс); континентальный склон, северный борт Западно-Черноморской котловины; 1, 1(2), 1(3), переход от шельфа к собственно глубоководной котловине; котловина – 1(1), представлена ее восточным бортом; 1(2) в свою очередь является переходом к системе взаимосвязей, образующих Ялтинско-Алуштинскую сейсмофокальную зону (3(1), 3(2), 3(3), 3(4)).

Левосторонний сдвиг выделен на северо-восточной части блока 3(2) и юго-западной блока 3. Блоки 3(2) и 3 окаймляют Ялтинско-Алуштинскую сейсмофокальную зону. Левосторонний сдвиг в этих блоках свидетельствует о вращении против часовой стрелки по внешнему краю сейсмофокальной зоны. В то время как в центральном блоке Ялтинско-Алуштинской сейсмофокальной зоны 3(3) наблюдается правосторонний сдвиг, что может быть связано с движением против часовой стрелки.

Относительная компонента вектора смещения вдоль линии простирания для вторых нодальных плоскостей показана на рис. 2. Направления векторов сдвига для вторых нодальных плоскостей северо-запад – юго-восток. В Восточно-Черноморской впадине правый сдвиг в 5 и 3, левый сдвиг в 4 подчеркивает сдвиговые движения по внутренним бортам котловины.



Рис. 2. Относительная компонента вектора смещения вдоль линии простирания (D_x), с вектором направления подвижки по второй нодальной плоскости. 1 - контур Черного моря; 2 - контур исследуемых областей; <math>3 - первая нодальная плоскость; 4 - вторая нодальная плоскость; 5 - направления напряжений; 6 - направления сдвига по первой нодальной плоскости

В Западно-Черноморской впадине по северному борту правый сдвиг проходит по плоскостям, приближенным к Ялтинско-Алуштинскойсейсмофокальной зоне (1, 1(2)), показывая зону ее формирования. Левый сдвиг восточного борта Западно-Черноморской котловины (1(1)) подчеркивает независимость ее движения относительно соседней зоны 2 (правый сдвиг) – участвующей в формировании движения по часовой стрелке сейсмофокальной зоны.

В сейсмофокальной зоне левый сдвиг в 3(2), с первого взгляда противоречащий общей направленности движения по часовой стрелке, показывает, что преобладающий силой, инициирующей его, является сползание вдоль западного борта впадины в рельефе Мохо. Направление сдвигов по часовой стрелке сохраняется в 3(3). В 3(1) и 3(4) сдвиговые компоненты отсутствуют.

По относительной компоненте вектора подвижки в направлении простирания наибольшие сдвиги наблюдаются по зонам, окаймляющим глубоководные котловины (северный борт Восточно-Черноморской впадины, восточный – Западно-Черноморской) и по внешнему контуру Ялтинско-Алуштинскойсейсмофокальной зоны (северо-восток и югозапад). Восточно-Черноморская впадина – сейсмофокальная зона вращаются по часовой стрелке, Западно-Черноморская впадина – против часовой по результатам для первой но-дальной плоскости. Обратная ситуация наблюдается по вторым нодальным плоскостям для Восточно-Черноморской впадины, где по окаймлению глубоководной котловины наблюдается сдвиг в северо-западном-юго-восточном направлении (против часовой стрелки).

Относительная компонента подвижки вдоль линии падения-восстания (D_и) – проекция единичного вектора подвижки на линию падения-восстания. Она имеет положительное значение, если сонаправлена с вектором восстания плоскости разрыва, отрицательное, если сонаправлена вектору падения, и равна нулю, если перпендикулярна линии падения-восстания. Компоненту подвижки в направлении линии падения-восстания удобно выражать через угол скольжения:

$D_{\mu} = sinSLIP.$

По относительной компоненте подвижки вдоль линии падения-восстания (D_и) (включает вертикальную и горизонтальную составляющие движения) определим, какие из представленных плоскостей подвижки наиболее активны при передвижении по разрывам.

Относительная компонента подвижки вдоль линии падения-восстания (рис. 3.) по первой нодальной плоскости сонаправлена с вектором восстания в наиболее сейсмически активных блоках: 3(3), 3(2). Эти блоки представляют внутреннюю часть Ялтинско-Алуштинской сейсмофокальной зоны. Внутри этой зоны вектора направлений сдвигов разнонаправленны (северо-восточное направление для 3(2) и юго-западное для 3(3)). Направления векторов сдвигов совпадают с направлениями уменьшения глубины Мохо. В блоках 1(1), 1(2) наблюдаются сдвиго-взбросые движения по Николаевскому и Западно-Крымскому глубинным разломам. Эти разломы окаймляют Западно-Черноморскую котловину. Сдвиговые движения связаны с внешними прибортовой частью котловины. При этом внутренняя часть котловины остается относительно пассивной. Такую же картину наблюдаем и для Восточно-Черноморской котловины, где по внешнему обрамлению глубоководной котловины происходят активные воздымания вдоль вектора подвижки, в то время как внутренняя часть котловины относительно пассивна.

Проекция единичного вектора подвижки на линию падения-восстания сонаправлена вектору падения по областям, примыкающим к сейсмофокальной зоне: 3(1), 1, 3, 4. Активные опускания вдоль вектора подвижки наблюдаются при чистом сбросе (6) в северозападном шельфе Черного моря.

По второй нодальной плоскости (рис. 4) проекция единичного вектора подвижки на линию падения-восстания показывает, что наиболее активными областями являются внешние структуры, окаймляющие глубоководные котловины обеих впадин. Вал Андрусова не имеет компонент активного смещения ни по вектору падения, ни по вектору восстания, что говорит о пассивном его поведении. Активное опускание наблюдается в области 6. Менее активный процесс сброса наблюдается в прилегающих к сейсмофокальной зоне блоках 3(1), 1, 3.



Рис. 3. Относительная компонента подвижки вдоль линии падения-восстания (D_и) для первой нодальной плоскости



Рис. 4. Относительная компонента подвижки вдоль линии падения-восстания (D_и) для второй нодальной плоскости

Исходя из полученных данных, образование Ялтинско-Алуштинской сейсмофокальной зоны является результатом разнонаправленного движения Западно- и Восточно-Черноморских впадин, что совпадает с исследованием по геодинамическому режиму Черноморского региона [2]. Вращения (по часовой стрелке) проходит по Салгирско-Октябрьским и Орехово-Павлоградским разломом. В центра зоны (блок 3(111)) направление смещения сменяется на противоположное. Субвертикальная ось вращения совпадает с пересечением этих двух разломов.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Пустовитенко А. Н., Свидлова В. А., Пасынков Г. Д., Козиненко Н. М. Сейсмичность Крыма в 2008 г. // Сейсмологический бюллетень за 2008 г. Севастополь, 2010. С. 6-11.
- 2. Паталаха Е. И., Сенченков И. К., Гончар В. В. Численная модель плитной тектоники Черноморского региона // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. – 2006. – № 1. – С. 37-54.
- 3. *Балакина Л. М., Введенская А. В., Голубева Н. В. и др.* Поле упругих напряжений Земли и механизмы очагов землетрясений // Сейсмология – Москва : Наука, 1972. – № 8. – 112 с.

УДК.550.504

ОСОБЕННОСТИ ВАРИАЦИЙ ОБЪЕМНОЙ АКТИВНОСТИ РАДОНА ПРИ РЕГИСТРАЦИИ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ

А. К. Юрков, И. А. Козлова

Институт геофизики им. Ю. П. Булашевича УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

При изучении короткопериодных изменений геодинамической обстановки достаточно широко используются измерения вариаций объемной активности почвенного радона (OAP) [1-7]. Выбор радона обусловлен рядом присущих ему преимуществ: коротким временем жизни радона, что исключает «накопительный» эффект, простотой измерений объемной активности радона и ее зависимостью от диффузионных характеристик среды, определяемых пористостью и проницаемостью. Последние, как известно, зависят от напряженно-деформированного состояния среды. Исследования последних лет показали, что для объяснения наблюдаемых вариаций радона в ряде случаев приходится учитывать вклад сорбированного радона в измеряемую ОАР. Лабораторные и натурные эксперименты показали, что часть сорбированного радона может десорбироваться со стенок пор и трещин под воздействием упругих колебаний, переходя в свободное состояние [8]. Лабораторные эксперименты по изучению формы нахождения радона в поровом пространстве показали, что при изменении температуры происходят процессы сорбции-десорбции радона со стенок пор и трещин образцов глины и гранита [9]. К настоящему времени все еще нет полной уверенности в реальности механизма увеличения уровня измеряемой объемной активности радона за счет сорбированного. Выполненный в настоящей статье анализ экспериментальных данных, полученных при мониторинге напряженно-деформированного состояния верхней части земной коры свидетельствуют о существенном вкладе в измеренную величину ОАР.

При непрерывном мониторинге напряженно-деформированного состояния верхней части земной коры на основе измерений объемной активности радона, было отмечено, что если горные удары или землетрясения происходят достаточно часто, то иногда амплитуда ОАР каждого последующего события, может уменьшаться. При проведении работ по изучению горных ударов на шахтах СУБРа впервые был зафиксирован эффект снижения амплитуды объемной активности радона (рис. 1) [6].

Причинами, вызывающими вариации объемной активности почвенного радона, могут быть изменение диффузионных характеристик (пористости и проницаемости) среды и/или изменение количества сорбированного радона, выделившегося под воздействием упругих колебаний в зоне расположения детектора. В случае изменения диффузионных характеристик среды, за счет увеличения ее проницаемости, более логичным было бы увеличение объемной активности радона при более сильных и близких событиях, так как они оказывают более мощное воздействие на геологическую среду. Но на рис. 1 видно, что картина противоположная, в случае, когда более мощные и близкие события следуют с небольшим промежутком времени друг за другом, происходит уменьшение уровня объемной активности радона. Для сравнения разномасштабных горных ударов было использовано отношение энергии горного удара к расстоянию до гипоцентра, т. к. используемый при определении магнитуды землетрясений алгоритм пересчета энергии в магнитуду, на наш взгляд не совсем правомочен из-за некорректности применения для горных ударов, используемых в формуле коэффициентов. Так для серии следующих друг за другом горных ударов отношение энергии к расстоянию до гипоцентра равно соответственно 0,88, 0,99 и 2,39. В то же время как изменение амплитуды объемной активности радона (ОАР) для этих событий имеет обратную зависимость.



Рис. 1. Изменение объемной активности радона на шахте № 15 Северо-Уральского бокситового района: стрелками отмечены времена проявления горных ударов, звездочками – «возможное» максимальное значение аномалии объемной активности радона

Вероятным объяснением такого снижения может быть следующее. Накопленный за предыдущее время на поверхностях порового пространства радон, частично выделился в свободную форму при первом горном ударе за счет его десорбции под воздействием упругих колебаний. Следует помнить, что свободный радон, находящийся в поровом пространстве, определяет фоновый уровень значений ОАР. Для компенсации убыли радона или его накопления до равновесного значения перед вторым горным ударом было недостаточно времени, т. к. равновесие между содержанием радия в кристаллической решетке и радоном в поровом пространстве наступает примерно через 24-28 дней. Поэтому в среде, где расположен детектор радона, было недостаточно сорбированного на стенках пор и трещин радона, чтобы обеспечить адекватный отклик на более мощное или более близкое событие, хотя оно сопровождается более сильной генерацией упругих колебаний.

В случае полной десорбции радона с поверхностей порового пространства при предыдущем событии, и времени достаточным для установления равновесия между радием и радоном до следующего события, рассчитанная величина ОАР последующего события должна быть близкой максимальной амплитуде предыдущего.

Проверкой данного предположения может выступать расчетная модель (1):

$$\mathbf{A}_{\mathrm{B}} = \mathbf{A}_{\phi} + (\mathbf{A}_{\mathrm{p}} - \mathbf{A}_{\phi}) \cdot (1/1 - e^{\lambda t}),$$

где $A_{\rm B}$ – «возможная» величина ОАР, $A_{\rm \varphi}$ – фоновая величина ОАР, $A_{\rm p}$ – регистрируемая величина ОАР, λ – постоянная распада радона (0,181 сутки⁻¹), t – время накопления радона с момента предыдущего горного удара.

Зная, промежуток времени между следующими друг за другом событиями, можно рассчитать «возможную» максимальную величину аномалии ОАР последующего события, при условии достаточного времени для накопления радона до равновесного значения. В случае полной десорбции радона с поверхностей порового пространства при предыдущем событии, рассчитанная «возможная» максимальная величина аномалии ОАР последующего события должна быть близкой максимальной амплитуде предыдущего. Для горных ударов величина ОАР приведена в условных величинах – имп/мин, без пересчета в Бк/м³. Таким образом, «возможная» максимальная величина аномалии ОАР для горного удара 07.04.93 г. -105 имп/мин, что соответствует величине ОАР для горного удара 31.03.93 г. «Возможная» максимальная величина аномалии ОАР для горного удара 10.04.93 г. - 80 имп/мин, что также соответствует величине ОАР предыдущего горного удара (07.04.93 г.). Необходимо отметить, что мониторинг объемной активности радона для горных ударов, представленных на рисунке 1, проводился в квазидиффузионных условиях, поэтому кривая ОАР на спаде имеет плавный характер, в соответствии с законом радиоактивного распада. Уровень измеренной объемной активности радона ниже кривой распада, что может служить косвенным доказательством наличия обратной сорбции радона на стенках пор и трещин.

Изменение напряженно-деформированного состояния при подготовке тектонического землетрясения зависит от мощности готовящегося события и расстояния до эпицентра. При сравнении разномасштабных и разноудаленных сейсмических событий можно использовать, как было сказано выше, отношения магнитуды к логарифму эпицентрального расстояния («гидродинамический» критерий). Такой критерий успешно применяется при анализе тектонических землетрясений, отражающихся в гидродинамическом и температурных полях [10]. На рис. 2-3 приведены результаты измерений объемной активности радона на Южно-Курильском геодинамическом полигоне. Измерения ОАР проводились в режиме вынужденной конвекции, за счет которого происходит быстрое удаление радона выделившегося в поровое пространство из зоны расположения детектора, и отмечается резким спадом аномалий ОАР на графиках. На рис. 2 приведен фрагмент записи ОАР на станции Южно-Курильск (о. Кунашир) с 28.10.2006 г. по 05.12.2006 г. и тектонических событий.



Рис. 2. Изменения объемной активности радона на станции Южно-Курильск: точками указаны сейсмические события, звездочками – «возможное» максимальное значение аномалии объемной активности радона

«Гидродинамический» критерий для тектонических событий 15.11.2006 г., 24.11.2006 г. и 05.12.2006 г. равен соответственно 2,92; 2,58 и 2,42. Амплитуды аномалий объемной активности радона для последующих событий после Симуширского землетрясения (15.11.2006 г.) уменьшилось до 60% и 30% соответственно. Хотя разница в отношениях магнитуды к логарифму расстояния для тектонических событий 24.11.2006 г. и 05.12.2006 г. не превышает 6 %. Такое уменьшение амплитуды аномалий последующих событий удовлетворительно объясняется недостаточностью времени для достижения равновесия между содержанием радия в горной породе и содержанием радона в поровом пространстве. Выполненные расчеты по формуле (1), дали величины «возможных» максимальных аномалий ОАР для землетрясений 24.11.2006 г. – 1200 Бк/м³ и 05.12.2006 г. – 640 Бк/м³, что соответствует аномалиям предыдущих событий. Разрыв в записи был вызван техническими причинами, поэтому в расчетной модели были сделаны некоторые предположения. Для события 24.11.2006 г. время рассчитывалось от 14.11.2006 г., как для «дальнего» события [6]. Расчет «возможной» максимальной величины аномалии ОАР для события 05.12.2006 г. проводился с учетом предыдущей аномалии 28.11.2006 г., магнитуда данного события меньше 4 (события, отвечающие данной аномалии в каталоге землетрясений, не отмечены), а расстояние до эпицентра сравнительно небольшое, иначе оно бы не отразилось в аномалии ОАР.

Подобная картина наблюдается и для событий, представленных на рис. 3. После тектонического события 02.02.2013 г. с магнитудой 6,9, отразившегося в поле объемной активности радона величиной 4200 Бк/м³, следующее событие магнитудой 4,7, но более близкое, отметилось несколько меньшей амплитудой OAP, хотя «гидродинамический» критерий 2,90 для события 09.02.2013 г. больше, чем для землетрясения 02.02.2013 г. (2,85). Более наглядно проявился эффект снижения амплитуды OAP для события 16.02.2013 г. Несмотря на то, что отношение магнитуды к логарифму расстояния близкое к предыдущим событиям (2,70), величина аномалии OAP существенно меньше, составляет примерно 30% от аномалий предыдущих событий. «Возможные» максимальные величины аномалии OAP, рассчитанные по формуле (1), соответственно равны 5000 Бк/м³ (09.02.2013 г.) и 4850 Бк/м³ (16.02.2013 г.), что также соответствует величинам аномалий OAP от предыдущих событий.



Рис. 3. Изменения объемной активности радона на станции Южно-Курильск (о. Кунашир): *стрелками указаны сейсмические события, звездочками – «возможное» максимальное значение ано-малии объемной активности радона*

Приведенные результаты отражения в поле радона последовательного ряда следующих друг за другом с небольшим временным интервалом сейсмических событий свидетельствуют о том, что наиболее вероятным механизмом, обеспечивающим повышение объемной активности радона, является его десорбция с поверхности порового пространства под воздействием упругих колебаний, возникающих при подготовке таких событий.

Уменьшение величины зарегистрированной аномалии ОАР для последующего события объясняется отсутствием равновесия между содержаниями радия в горной породе и радоном в трещинно-поровом пространстве из-за малого промежутка времени между тектоническими событиями. Выполненные расчеты «возможной» максимальной величины аномалии ОАР для последующих событий, при условии равновесия межу радием и радоном, показали хорошие совпадения с величиной аномалии ОАР предыдущего события. Объяснением такого поведения объемной активности радона за счет изменения диффузионных характеристик среды не соответствует степени ее реакции на воздействие процессов подготовки сейсмических событий различного масштаба.

При изучении зависимости величины аномалии OAP от энергетических и пространственных характеристик сейсмических событий необходимо учитывать убыль радона за счет предыдущего события, если они произошли с промежутком времени меньше времени установления радиоактивного равновесия.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Уломов В. И., Мавашев Б. З. О предвестнике сильного тектонического землетрясения // Докл. АН СССР. – 1967. – Т. 176. – № 2. – С. 319-329.
- 2. *King C.-Y.* Episodic radon changes in subsurface soil gas along active faults and possible relation to earthquakes // JGR. 1980. Vol. 85. P. 3065-3078.
- 3. *Dubinchuk V. T.* Radon as a precursor of earthquakes // Isotopic geochemical precursors of earthquakes and volcanic eruption. Vienna, 1991. P. 37-42.
- 4. *Zhang W., Shi Y., Zhang P.* A New Study Item of Earthquake Precursors: The Escaping Gas Rn in Groundwater // Earthquakes Research in China. 1994. Vol. 8. № 1. P. 123-127.
- 5. *Wakita H*. Thermal and Hydrological signatures related to seismic events in Japan // Short term thermal and hydrological signatures related to tectonic activities. Workshop Walferdange 15-17 Nov. 1995. P. 49-64.
- 6. *Булашевич Ю. П., Уткин В. И., Юрков А. К., Николаев В. В.* Изменение концентрации радона в связи с горными ударами в глубоких шахтах // Доклады РАН. 1996. Т. 346. № 2. С. 245-248.
- 7. *Фирстов П. П., Рудаков В. П.* Результаты регистрации подпочвенного радона в 1997-2000 гг. на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне // Вулканология и сейсмология. 2003. № 1. С. 26-41.
- Уткин В. И., Юрков А. К., Козлова И. А. Выделение радона из горных пород при воздействии на них упругих колебаний различного диапазона // Геофизика XXI столетия. Сборник трудов Девятых геофизических чтений им. В. В. Федынского. – Тверь : ООО Изд-во «ГЕРС», 2008. – С. 317-320.
- 9. Козлова И. А., Уткин В. И., Юрков А. К. Изменение эманирующей способности образцов гранита и глины при нагревании до 450° С // АНРИ. 2012. № 4. С. 66-70.
- 10. Демежко Д. Ю., Юрков А. К., Уткин В. И., Щапов В. А. Температурные изменения в скважине kun-1 (о. Кунашир), вызванные землетрясением Тохоку (11.03.2011 г. *M* = 9,0) // Доклады РАН. – 2012. – Т. 445. – № 2. – С. 200-204.

СТАТЬИ, В КОТОРЫХ РАССМАТРИВАЮТСЯ ВОПРОСЫ, БЛИЗКИЕ К ТЕМАТИКЕ КОНФЕРЕНЦИИ

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ РАЗВИТИЯ ДИНАМИЧЕСКОЙ ГИДРОГЕОХИМИИ

А. У. Абдуллаев

Институт сейсмологии МОН РК, г. Алматы, Республика Казахстан

Широкомасштабные исследования, проведенные за последние полвека в различных странах мира в связи с проблемой прогнозирования землетрясений в области сейсмологии, геофизики, геохимии и гидрогеологии значительно расширили наше представление о быстропротекающих катастрофических процессах. При этом формировался ряд новых направлений в науке о Земле [1-4]. Стало ясно, что флюидный режим земной коры в сейсмоактивных областях полностью отражает эндогенные и экзогенные процессы, протекающие в гидросфере и атмосфере [5-8]. Достижения в исследованиях флюидного режима в сейсмоактивных районах привели нас к обоснованию новой научной дисциплины в науках о Земле – «динамической гидрогеохимии» [6]. Она базируется на предложенной нами феноменологической модели функционирования локально-равновесных открытых гидрогеохимических систем в непрерывном флюидном режиме в земной коре. Принципиально важной составляющей этой модели является то, что флюидный режим земной коры отражает не только временной ход развития геодинамической неустойчивости, в том числе подготовки землетрясений, но находится под прямым воздействием внешних атмосферных и космофизических факторов в причинно-следственных связях. Такая концепция обуславливает необходимость разработки специальных методов учета и удаления из наблюдаемых полей влияние внешних экзогенных факторов и отслеживать быстропротекающие процессы геодинамической неустойчивости в реальном времени.

В прежних работах [5-11], как теоретическая основа динамической гидрогеохимии, нами была обоснована феноменологическая модель функционирования локально-равновесной гидрогеохимической системы в сейсмоактивных районах, которая в условиях геодинамической устойчивости работает в стационарном режиме (рис. 1).



Рис. 1. Феноменологическая модель функционирования многопараметрической гидрогеохимической системы в сейсмоактивных областях (А, Б)

Данная модель представляет собой гидрогеохимическую динамическую систему, работающую во времени в виде некой машины в двух режимах – квазирегулярном, стационарном и нестационарном – случайном. Её особенность заключается в том, что она, работая в системе «воздействие-реакция», функционирует в трёх последовательно включенных блоках при постоянном воздействии внешних факторов и медленных эндогенных процессов.

В результате формируется собственный квазистационарный режим системы со своей скрытой периодичностью. В этом случае отсутствует приращение между входным парамет-

ром
$$\sum X_i$$
 и выходным $\sum Y_i$, т. е. $\frac{ndX(t)}{d(t)} = \frac{ndY(t)}{d(t)} = 0$, что означает отсутствие аномалий в

системах, т. е. она находится в геодинамическом устойчивом стационарном режиме.

При развитии геодинамической неустойчивости, в том числе при подготовке землетрясений, происходит деформационное и волновое (акустические и др.) воздействие на локально-равновесную динамическую систему. В результате модель переходит из состояния квазистационарного в состояние случайного, нестационарного хаоса. Вследствие этого в системе возрастает энтропия (S) как случайная составляющая временного хода флюидного режима, что приводит к образованию бухтообразных или пульсационных аномалий в геофизи*ndV*(t).

ческих (ГФ), геохимических (ГХ) и гидрогеохимических (ГГХ) полях, т. е. $(\frac{ndX(t)}{d(t)}) = 0;$

 $Y_{(t)} = A\{X_{(t)}\}$), как реакция системы на тектонический стресс.

Итак, рассматривая локально-равновесные динамические гидрогеохимические системы как генератор возбуждения ГФ, ГГХ и ГГД аномалий при геодинамической неустойчивости. Тогда можно легко объяснить, что пространственно-временные аномалии, проявляющиеся в различных геополях, в результате действия законов Паскаля, Дарси, Генри и Ле-Шателье. После сброса аномальных напряжений (ζ) такие аномалии распадаются (диссипируются), а система переходит из состояния геодинамической неустойчивости и хаоса к изначальному состоянию, т. е. к стационарному режиму (рис. 1, нижняя правая часть).

Как показывают гидрогеохимические и гидрогеодинамические исследования временные ряды наблюдений имеют циклично-периодическую структуру, отражающую прямое воздействие внешних полей [8-10]. Поэтому для того, чтобы оценить геогенную составляющую временных аномалий, отражающих ход протекания геодинамических, в частности сейсмических процессов, были разработаны специальные методы удаления влияния внешних гидрометео-космических факторов из наблюденных полей. На рис. 2 представлена предложенная нами детерминированная модель исследования влияния внешних факторов и схему их удаления из наблюденных полей.



Рис. 2. Детерминированная модель формирования флюидного режима земной коры и выявления аномальных составляющих

В связи изложенных выше теоретических научных основ рассмотрим теперь физикоматематическую модель развития динамической гидрогеохимии.

На примере Тянь-Шаня было установлено [10-12], что флюидный режим (Фр), и его отдельные составляющие (гидрогеодинамические показатели (D), анионы (A), катионы (K), физические параметры (F), газовый состав (G)) – имеют тесную прямую корреляционную связь с динамикой временного хода сейсмичности [8-9], в частности, с количеством землетрясений (ЗТ) – N, и выделившейся при этом сейсмической энергии (E), а также с деформационными процессами, т. е. с напряженно-деформированным состоянием среды (НДСС). Это соотношение позволяет нам рассматривать формирование флюидных аномалий (F_{am}) как отклик – отражение геодинамической неустойчивости в непрерывном ходе саморазвивающейся и самоорганизирующейся локально-равновесной открытой динамической системы [8-18] «порода–вода–газ» в контексте следующих причинно-следственных связей в следующей последовательности:

$$\sigma \rightarrow \text{Seis} \rightarrow \Phi p$$
,

т. е. НДС среды (σ), приводящее к сейсмическим процессам (Seis), отражается во флюидном режиме (Φ p).

Иными словами, мы убеждаемся, что флюидные временные аномалии (*F*_{am}) является функцией от геодинамической неустойчивости среды, т. е. от НДСС

$$F_{\rm am} = f(\sigma). \tag{1}$$

В таком случае, исходя из уравнения состояния воды в водоносных пластах, можно принять следующую модель:

$$\frac{\Delta\rho}{\rho} = \frac{\Delta n}{n} = \beta \Delta P, \tag{2}$$

где n – пористость водоносного пласта, Δn – ее изменение, ρ – плотность воды, $\Delta \rho$ – ее изменение, β – коэффициент объемного сжатия воды в пласте, ΔP – изменение напора (пластового давления) под воздействием внешних сил. В данном уравнении из-за весьма ничтожного влияния коэффициента сжатия β им можно пренебречь. Тогда данная формула приобретает следующий вид:

$$\frac{\Delta\rho}{\rho} = \frac{\Delta n}{n} = \Delta P. \tag{3}$$

Из (3) видно, что изменение физических параметров подземных вод напрямую зависит от воздействия внешнего давления ($P + \Delta P$) на водоносную структуру.

При возникновении флюидных аномалий в УПВ, Q_{ckB} , а также в газохимическом со-

ставе (ΔC) их связь с обусловливающими факторами можно выразить следующим образом:

$$\Delta H(\Delta Q) = \frac{\Delta P}{\rho g} \tag{4}$$

$$\Delta H(\Delta Q) = \frac{\varepsilon E}{\rho g n},\tag{5}$$

а в случае концентрационных изменений:

$$\frac{\Delta P}{P} = \frac{\Delta C}{\bar{C}}, \ \Delta C = \frac{\Delta P \bar{C}}{n\rho g} \cdot \gamma, \tag{6}$$

В этих уравнениях: ε – деформация, E – модуль объемной упругости воды, g – ускорение силы тяжести, γ – интенсивность акустической эмиссии, знак «-» – означает сжатие водоносного горизонта.

Отсюда из (4), (5) и (6) мы видим, что приливные вариации, а также приращение внешнего давления (ΔP) и уровень высокочастотных колебаний в районе наблюдаемых скважин (γ), оказывают прямое воздействие на формирование флюидных аномалий ($F_{\rm am}$). Они возникают в результате разрушения устоявшегося тонкого термодинамического равновесия в локально-равновесной гидрогеохимической системе подземных вод и, следовательно, противофазных концентрационных изменений отдельных химкомпонентов [15-18].

Можно утверждать, что между изменением σ (НДСС) в водоносном массиве и изменениями динамических показателей (УПВ, Q_{ckB} , T° С, P_{ckB}) или концентрационными изменениями в газохимическом составе подземных вод (ΔC) существует достаточно сложная, но прямая взаимосвязь в следующих соотношениях:

$$\Delta H(Q_{ckb}) = \frac{n\beta + (1-n)a}{\beta\rho g} \cdot \Delta\sigma \tag{7}$$

или же

$$\Delta \sigma = \frac{\beta \rho g}{n\rho + (1 - n)/E} \cdot \Delta H(Q_{ckg}), \tag{8}$$

где α – коэффициент вертикального сжатия, который можно заменить через модуль Юнга *E*. Если пренебречь ничтожным влиянием β , можно записать формулу (8) в следующем упрощенном виде:

$$\Delta \sigma = \frac{\rho g}{n\rho + (1-n)/E} \cdot (\Delta H, \Delta Q_{cree}).$$
⁽⁹⁾

Данная формула (9) напрямую связывает изменение НДСС с аномальными приращениями динамических показателей подземных вод в контролируемых геоструктурах.

Таким образом, предложенная физико-математическая модель является достаточно объективной научной основой развития динамической гидрогеохимии и ее численных методов. Она позволяет создать методику и ГИС технологию исследований современных геодинамических процессов и разработать алгоритм распознавания прогностических признаков геодинамической неустойчивости, в том числе возникновения очагов разрушительных землетрясений по данным непрерывного мониторинга флюидных параметров.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Султанходжаев А. Н.* Гидрогеосейсмологические предвестники землетрясений // Узб. геол. Журнал. 1979. № 2. С. 3-13.
- 2. *Мавлянов* Г. А., *Султанходжаев А. Н., Уломов В. И. и др.* Явление изменения химического состава подземных вод при землетрясениях // Бюллетень открытий и изобретений : Диплом на открытие № 129. Москва, 1979. № 42.
- 3. Поиски предвестников землетрясений // ФАН. Ташкент, 1976. С. 261.
- 4. *Гидрогеосейсмологические* предвестники землетрясений. //Международный симпозиум 27 мая – 3 июня 1974 г. // ФАН. – Ташкент, 1983. – 135 с.
- 5. *Абдуллаев А. У.* Теория отражения современных геодинамических процессов во флюидном режиме земной коры. //Доклады НАН РК. – 2002. – С. 29-41.
- Абдуллаев А. У. Динамическая гидрогеохимия как новое научное направление в науках о земле // Проблемы гидрогеологии, инженерной геологии и геоэкологии на рубеже веков : Материалы международной научно-практической конференции. – Алматы, 2002. – С. 71-74.

- Абдуллаев А. У. Теоретические основы прогноза грозящей сейсмической опасности по вариациям флюидного режима земной коры // Проблемы предотвращения последствий разрушительных землетрясений : Материалы I-го Японско-Казахстанского семинара. – Алматы : Эверо, 2002. – С. 99-109.
- 8. *Абдуллаев А. У.* Флюидный режим земной коры как отражение современных геодинамических процессов (на примере Тянь-Шаня). – Алматы : Эверо, 2001. – С. 352.
- 9. Абдуллаев А. У., Таимбетова Г. К. Некоторые показатели НДС земной коры по вариациям гидрогеодинамических показателей // Современная геодинамика и сейсмический риск Центральной Азии. Алматы, 2003. С. 249-253.
- Абдуллаев А. У., Остапенко В. Ф., Тукешова Г. Е. Исследование динамики флюидного режима Юго-Восточного Казахстана методом численной характеристики // Геодинамика и геоэкология высокогорных регионов в XXI веке. – Бишкек, 2008. – Вып. 3. – С. 13-19.
- 11. Войтов Г. И. Геодинамические процессы и нестабильность подземных водно-газовых систем // Роль подземной гидросферы в истории Земли. М. : Наука. 1990.– С. 91-103.
- 12. Николас Г., Пригожин И. Самоорганизация в неравновесных системах (от диссипативных структур к упорядоченности через флуктуацию). М. :. Мир, 1979. С. 519.
- 13. Абдуллаев А. У. Исследование влияния атмосферных и космофизических факторов на флюидный режим земной коры // Тянь-Шаньского сейсмогена. Unland earthquake. Urumchi. 2000. Vol. 14. № 4.
- 14. Абдуллаев А. У., Тинибаева Г. М. Перспективы использования физико-химических параметров подземных вод в изучении современных геодинамических процессов // Геодинамические, сейсмологические и геофизические основы прогноза землетрясений и оценка сейсмического риска. – Алматы, 2005. – С. 249-253.
- 15. Крайнов С. Р., Швец В. М. Гидрогеохимия. М. : Недра, 1992. 463 с.
- 16. Основы гидрогеологии / Под редакцией Е.В. Пиннекер. Т. I-II. Новосибирск : Наука, 1980-1982 гг.
- 17. Гидрогеохимические предвестники землетрясений. М. : Наука, 1985. 216 с.
- 18. Вартанян Г. С., Бреденхоефт Д. Д., Роуэллоффс Э. Гидрогеологические методы исследования тектонических напряжений // Советская геология. – 1991. – № 9. – С. 3-12.

УДК 550.348.4

ОЦЕНКА ДОСТОВЕРНОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ ОБЪЕКТОВ ПРИ ДЕТАЛЬНОМ ПЛОТНОСТНОМ МОДЕЛИРОВАНИИ

Т. А. Воронова, О. М. Муравина

Воронежский государственный университет, г. Воронеж, Россия

Сформированная региональная плотностная модель литосферы Воронежского кристаллического массива (ВКМ) [1-4] позволяет оценить влияние регионального фона и выполнить детальное плотностное моделирование верхней части кристаллического фундамента на основе инверсии гравитационного поля [5-6]. При этом стартовая модель формируется в соответствии с цифровой плотностной картой региона, обобщающей петрофизические данные скважин [7-8].

В виду того, что верхняя часть коры в регионе имеет крайне сложное геологическое строение, возникает необходимость оценки достоверности результатов детального плотностного моделирования на основе инверсии гравитационного поля. С этой целью были проведе-

ны численные эксперименты для серии моделей с различным взаимным расположением источников, а также с эффектом взаимной компенсации масс. При этом также решалась задача оптимизации входных данных с целью улучшения качества решения.

В качестве примера рассмотрим некоторые результаты решения обратной задачи для одной из моделей.

На рис. 1, *а* показано исходное распределение плотности в кубе размером $19 \times 15 \times 10$ км, который представлен набором параллелепипедов размером $1 \times 1 \times 1$ км. В пределах пространства моделирования локализованы два тела с повышенной плотностью. Первый объект расположен в трех верхних слоях, второй – в слоях с четвертого по десятый. Таким образом, приповерхностный объект имеет размеры $3 \times 3 \times 3$ км и плотность 2850 кг/м³, а расположенный на большей глубине – $7 \times 7 \times 6$ км с плотностью 2800 кг/м³. При этом плотность вмещающих пород составляет 2700 кг/м³, что согласуется со средним значением для ВКМ.

Для данной модели была решена прямая задача гравиметрии и выполнена инверсия вычисленного поля. Как показано в работах В. Н. Страхова [9], решение обратной задачи выполняется в рамках стартовой модели, которая формируется на основе априорной информации. Такой подход позволяет существенно снизить неоднозначность решения и избежать некорректных результатов.

Расчеты проводились для различных вариантов стартовой модели. Например, в предположении недостатка априорных данных, стартовая модель задавалась как однородное пространство с нормальной плотностью. В этом случае аномалеобразующие объекты выделяются недостаточно четко, что соответствует квазинормальному решению обратной задачи.

На рис. 1, *б* показаны результаты трехмерного плотностного моделирования для случая, когда стартовая модель содержала информацию о расположении глубинного объекта.



Рис. 1. Трехмерная плотностная модель: *a*) исходная модель; *б*) модель, полученная в результате инверсии поля

Таким образом, предложенный алгоритм позволяет достоверно выявлять плотностные неоднородности в рамках заданных начальных приближений. Использование априорной информации, а также ее характер, существенно улучшает качество решение.

Основные результаты работы получены в рамках научных исследований по гранту РФФИ № 16-05-00975.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Глазнев В. Н.* Плотностное моделирование центральной части Восточно-Европейской платформы / В. Н. Глазнев, М. В. Минц, О. М. Муравина // Вестник КРАУНЦ. Серия Науки о Земле. 2016. Вып. 29. С. 53-63.
- Муравина О. М. Плотностная модель земной коры Воронежского кристаллического массива / О. М. Муравина // Вестник ВГУ. Серия Геология. – Воронеж, 2016. – № 1. – С. 150-154.
- 3. *Муравина О. М.* Петрофизическая характеристика осадочного чехла Воронежской антеклизы / О. М. Муравина, В. И. Жаворонкин, В. Н. Глазнев // Вестник ВГУ. Серия Геология. – Воронеж, 2013. – № 1. – С.189-196.
- 4. Глазнев В. Н. Петроплотностная модель и гравитационный эффект осадочного чехла Воронежского кристаллического массива и его обрамления / В. Н. Глазнев, В. И. Жа-

воронкин, М. В. Минц, О. М. Муравина, Н. Е. Хованский // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей : Материалы 40-ой сессии международного семинара им. Д.Г. Успенского. – М. : ИФЗ РАН, 2013. – С. 107-112.

- 5. Воронова Т. А., Глазнев В. Н. Трехмерная плотностная модель гранитного массива Хоперского мегаблока (Воронежский кристаллический массив) // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей : Материалы 41-й сессии международного семинара им. Д. Г. Успенского. – Екатеринбург : ИГФ УрО РАН, 2014 г. – С. 82-84.
- Воронова Т. А. ЗД-модели Ольховской интрузии по гравимагнитным данным (Воронежский кристаллический массив) / Т. А. Воронова, И. Ю. Антонова, О. М. Муравина // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей : Материалы 42-ой сессии международного семинара им. Д. Г. Успенского. Пермь : ИГФ УрО РАН, 2015. С. 46-48.
- Муравина О. М. Корреляционный анализ цифровой основы карты изоденс Воронежского кристаллического массива и гравитационного поля / О. М. Муравина, В. И. Жаворонкин, В. Н. Глазнев // Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле : Материалы XVI Международной конференции. – М. : ИФЗ РАН, 2015. – С. 170-173.
- Муравина О. М., Жаворонкин В. И. Макет петроплотностной карты Воронежского кристаллического массива (данные и анализ) / О. М. Муравина, В. И. Жаворонкин // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей : Материалы 42-ой сессии международного семинара им. Д. Г. Успенского. – Пермь : ИГФ УрО РАН, 2015. – С.150-152.
- 9. Страхов В. Н. Геофизика и математика. Методологические основы математической геофизики / В. Н. Страхов // Геофизика. 2000. № 1. С 3-18.

УДК 550.83

ВОЗМОЖНОСТИ МЕТОДА ПОГРУЖЕННОГО ЭЛЕКТРОДА ПРИ РАЗВЕДКЕ ИЗ ГОРНЫХ ВЫРАБОТОК

К. А. Карапетян, А. З. Чилингарян

Институт геофизики и инженерной сейсмологии им. акад. А. Назарова Национальной академии наук Республики Армении, г. Гюмри, Армения

В практике часто возникают задачи выявления и прослеживания высокоомных жильных пород, расположенных в межвыработочном пространстве [1, 4]. Известна методика выявления и определения элементов залегания плохопроводящих пластообразных тел ограниченных размеров, находящихся в межвыработочном пространстве, при ориентации профилей наблюдений относительно друг друга под углом $0 \le \beta \le 60^{\circ}$ [3, 5].

Целью настоящей работы является изучение возможности метода погруженных электродов при поиске и разведке высокоомных пластообразных тел ограниченных размеров из перекрещенных горных выработок.

В статье представлены результаты лабораторных исследований при различных положениях питающего электрода и профиля наблюдений от исследуемого объекта.

Работы выполнялись в электролитическом баке, заполненном водой с удельным электрическим сопротивлением 60ом.м. В качестве моделей плохопроводящего пластообразного тела использовались пластинки из винипласта (изолятор с $\rho = 10^{14}$ Ом·м), фанеры (плохой проводник с $\rho = 450$ Ом·м).

Размеры моделей по простиранию – L выбирались: 8, 14 и 20 см; по падению (H) – 20 см и бесконечный, по мощности (δ) – 0,5 см.
Измерялся градиент потенциала(ΔU) по профилю, ориентированному параллельно и под углом по отношению высокоомного пластообразного тела. Для количественного сопоставления степени искажения поля точечного источника при наличии неоднородности среды и оценки аномального эффекта введен параметр η (коэффициент относительной аномалии)

$$\eta = \frac{\left|\Delta U\right| - \left|\Delta U_{0}\right|}{\left|\Delta U_{0}\right|} \cdot 100 \%, ,$$

где ΔU – градиент потенциала аномального поля (в присутствии модели); ΔU_0 – градиент потенциала нормального поля.

В практике известно, что при расположении питающего электрода на линии, проходящей перпендикулярно простиранию пласта через его центр, на кривых η и ΔU выделяются два экстремума, равных по абсолютной величине.

С перемещением источника вдоль пласта ветви кривых η и ΔU становятся ассиметричными и при положении питающего электрода за пределами пласта, равном или большем расстояния между профилем наблюдения и высокоомным пластом (r_2), параметр η над левой гранью пласта принимает отрицательные значения и проявляется минимум, а кривые ΔU характеризуются только минимумом [2-3].

Следовательно, с перемещением точечного источника за пределы пласта, уменьшается возможность выявления и определения элементов залегания высокоомного пластообразного пласта с помощью кривых η и ΔU .

При различных положениях (r_1) точечного источника на линии Y, на расстоянии $r_3 = 0, 3 \cdot L$ кривые η , полученные по профилю, проходящему между пластом и точечным источником, характеризуются четко выделенными двумя экстремумами над гранями пласта (рис. 1, δ кривые 1÷4).



Рис. 1. Схема моделирования – а, д и кривые η и ΔU при различных положениях и расстояниях источника по отношения высокоомного пласта – б, в и е, ж, з соответственно ($r_3 = 0,3 \cdot L$). Кривые зависимости экстремальных значений $\Delta U/(1)$; $\eta(2',4')$ и $\Delta U_0/(3')$ от параметра r_1/L – г. Кривые зависимости экстремальных значений $\eta(1',3')$ и $\Delta U/(2')$ от r_2/L при расположении точечного источника на точках A_1 , A_2 и A_3 соответственно С увеличением r_1 абсолютные значения экстремумов η увеличиваются (рис. 1, ϵ , кривая 2'), что зависит, в основном, от характера спада значений нормального поля от r_1 (рис. 1 ϵ , кривые 3', 4'). Однако, при $r_1 \ge L$ точность определения проекций граней пласта уменьшается в связи с малой величиной ΔU . При расположении точечного источника между пластом и профилем наблюдения кривая η становится пологим и при расположении заряда на линии простирания пласта экстремумы кривой η не выделяются (кривая 6). С увеличением r_1 ($r_1 \ge r_3$), при расположении пласта между точечным источником и профилем наблюдения, максимум ΔU возрастает, а минимум уменьшается (рис. 1, ϵ). Это может служить признаком определения r_3 .

Следует отметить, что при изменениях r_1 расстояние между точками экстремумов (d) кривых ΔU и η не меняются. На рис. 1, e, \mathcal{K} , з, и представлены кривые η и ΔU при различных расстояниях профиля наблюдений от высокоомного пласта и кривые зависимости экстремальных значений η и ΔU от r_2/L . С увеличением r_2 амплитудные значения η и ΔU резко снижаются и форма кривых становится более плавной. При положении точечного источника на точках A_1 и A_2 под углом (рис. 1, e, \mathcal{K}) экстремумы кривых η не выделяются при значениях $r_2 \ge 0,8 \cdot L$ и $r_2 \ge 0,5 \cdot L$ соответственно.

С изменением r_2 местоположение экстремумов, совпадающее с проекциями граней пласта на профиль наблюдения, не меняется. Таким образом, по кривым η определение границ пласта при прочих равных условиях зависит от r_2/L (рис. 1, u; кривые 1, 3). С увеличением r_2 расстояние между точками экстремумов кривой ΔU уменьшается (рис. 1, г) по эмпирической формуле:

$$d = L - \frac{r_2}{\sqrt{2}},\tag{1}$$

и она справедлива при $r_2 \le 0, 7 \cdot L$.

При расположениях точечного источника вдоль высокоомного пласта (рис. 2) местоположение максимума кривой η (кривая 3) для всех значений r_1 совпадает с проекцией верхней кромки пласта.

При этом максимум четко проявляется, если r_2 и r_3 не превышают *L*. Следовательно, для вертикального высокоомного пласта по кривой η можно определить местоположение верхней кромки пласта и величину r_2 .

На рис. 3 представлены кривые η и ΔU при



Рис. 2. Кривые $\Delta U_0(1)$, $\Delta U(2)$ и η при различных расположениях точечного источника вдоль высокоомного пласта ($r_2 = 0,6\cdot L$; $r_3 = 0,3\cdot L$); a, δ , $e - \kappa pu$ $вые <math>\Delta U_0$), ΔU и η при расположении источника в точках A_1 , A_2 и A_3 соответственно

ориентировке профиля наблюдений под углом с высокоомным пластом. Из рисунка следует, что характер изменения кривых η и ΔU зависит от направления и угла падения пласта по отношению к точке заряда. При падении пласта под углом $\alpha > 25^{\circ}$ в обратную сторону и в сторону источника тока на кривых η и ΔU влияет только ближайшая или дальняя грань пласта в виде минимума или максимума соответственно (рис. 3, *a*, *б*). Надо отметить, что положение точек экстремумов кривых η и ΔU не зависит от α .



Рис. 3. Кривые η и ΔU при ориентировке профиля наблюдений под углом с высокоомным пластом при $r_3 = 0,3\cdot L$. *а*, δ – кривые η и ΔU при падении высокоомного пласта в обратную сторону и в сторону источника тока соответственно. 1, 2, 3, 4 (1', 2', 3', 4') – кривые $\eta(\Delta U)$ при ориентации профиля наблюдения под углом 00, 100, 200, 300 соответственно; в, ϵ – кривые η и ΔU при падении высокоомного пласта под углом 100 в обратную сторону и в сторону источника тока соответственно; 1, 2 – кривые η и ΔU при расположении точечного источника на точках A_1 и A_2 соответственно

Проведенные лабораторные исследования показали, что увеличение размеров пласта по падению не оказывает существенного влияния на характер кривых η и ΔU .

Обобщая выше представленные результаты модельных исследований, можно констатировать о возможности определения протяженности и местоположения высокоомного пласта по характеру кривых ΔU и η .

Для анализа данных, представленных на рис. 3, *в*, *г* обозначим: r_2 и r_2' – расстояния от кромок пласта до профиля наблюдения; m(n) – расстояние между проекциями точек минимумов (максимумов) кривых η и ΔU на профиле наблюдений.

Из рис. 3 следует, что величина проекции пласта (L') определяется расстоянием между экстремумами кривой η (кривая 1).

Как известно, точки экстремумов ΔU смещены от проекции концов пласта в сторону его центра на величину, равную $\frac{r_i}{2\sqrt{2}}$ (r_i –расстояние от кромки пласта до профиля наблюдений) [3], следовательно, получим:

$$r_2 = 2\sqrt{2}m$$
и (2)

$$r_2' = 2\sqrt{2}n. \tag{3}$$

Отсюда следует:

$$\alpha = \operatorname{arctg} \frac{r_2' - r_2}{L'},\tag{4}$$

$$L = \frac{r_2' - r_2}{\sin \alpha}.$$
 (5)

На основании модельных исследований по полученным результатам можно заключить:

- 1) для параметра η выведенные формулы остаются справедливыми при условиях $r_1 \le L$; $r_2' \le 0.5 \cdot L$; $r_2 \le 0.8 \cdot L$;
- 2) для параметра ΔU при $r_3 \le 0.5 \cdot L$, $L \ge r_1 > 0.3 \cdot L$; $r_2 \le 0.7 \cdot L$; $\alpha \le 25^\circ$; $\mu \ge 8$.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Козырин А. К.* Электрическая корреляция разрезов скважин. М. : Недра, 1985. 132 с.
- 2. *Лулечян Е. М.* Методика разведки высокоомных пластообразных тел методом погруженного электрода : Деп. ВИНИТИ, #308-В87. 1987.
- 3. Лулечян Е. М., Чилингарян А. З. Методика разведки высокоомных жил из горных выработок : Деп. ВИНИТИ, #3695 -B86. – 1986.
- Меньшиков В. А., Шибанов В. Н. Корреляция пластов высокого электрического сопротивления // Подземная геофизика при поисках и разведке минерального сырья. – Ереван : Изд. АН Арм. ССР, 1983. – С. 95-12.
- 5. *Чилингарян А. З., Карапетян К. А.* Разработка методики поисков и разведки высокоомных пластообразных тел. // Материалы конференции, посвящённой 90-летию академика А. Назарова. – Гюмри : Изд. НАН РА, 1998. – С. 454-458.

УДК 621.039(7+54)

ЯДЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ УНИКУМ БУДУЩЕГО (тема для дискуссии)

В. Н. Комлев

г. Апатиты, Россия

Важная горно-геологическая задача (при геологическом приоритете) по изоляции РАО в земных недрах мало где в мире безупречно решается. К сожалению, и ФГУП «Национальный оператор по обращению с радиоактивными отходами» (ФГУП «НО РАО») испытывает трудности при обосновании мест подземного захоронения РАО. Нужна помощь специалистов по земным недрам при обсуждении проблемы и выборе сильных решений, основанная на их знаниях и опыте, а также на ресурсах геологической отрасли России. Нужны в интересах Росатома новые «массовые поиски». На этот раз не урана, а наилучших инженерно-геологических условий по фондовым материалам, учитывая и географию страны. Хотя бы по некоторым ядерным регионам. Существует природный ядерно-геологический уникум прошлого – реактор Окло. Предстоит создать нечто похожее самим людям. Хотя наилучшие условия в общем случае оцениваются комплексно (например, по 51 только геологическому критерию в работе [1], а затем еще и по ряду критериев социально-эконо-мических), плодотворным при «массовых поисках» является критерий гидравлической проницаемости пород. Важно, что он одновременно характеризует их степень монолитности. Предварительные ито-ги таких поисков по Мурманской области приведены в [2]. Впервые в данной работе пред-

ложен вариант конкретной площадки (авторское название «SAMPO-Pechenga-I») для РАО (прежде всего, ВАО – высокой активности).

Сошлемся на пример хорошего качества горного массива вблизи знаменитой Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3, [3], раздел «Характеристика гидрогеологических условий», таблица 4.2.2, приложение № 65). Разведочные скважины 3360 и 3344 заложены на расстоянии, примерно, 1 км одна от другой. На глубинах 300-1000 м вмещающие их породы вне рудных тел устойчиво имеют коэффициент фильтрации (поинтервальное опробование, институт ВСЕГИНГЕО) большей частью на один-два порядка меньше границы допустимых значений для приповерхностного и подземного размещения РАО (0,001 м/сут, [1]), которая инструментально на практике надежно выбраковывает различного генезиса зоны активного водообмена. Условный блок 1 км × 1 км × 1 км – штатный проектный объем, позволяющий разместить основные сооружения подземного могильника (РАО-модули в виде горных выработок или скважин большого диаметра). Залегающие чуть выше породы являются относительным водоупором (зона глубин 150-200 м). Скважина 3360 вскрыла руду лишь на глубине порядка 1 км. Отстоящая от нее на 700 м СГ-3 (в том же комплексе пород) до этой глубины не показала даже признаков никеля. Следовательно, обозначенный скважинами 3344 и 3360 блок безрудных пород высокого качества имеет потенцию прирастать. Вблизи скважин 3360 и 3344 есть и другие разведочные скважины с керновым опробованием пустых пород, но гидрогеологическое их поинтервальное опробование специалистами ВСЕГИНГЕО не входило в задачи разведки на медно-никелевые руды. Гидрогеологические исследования собственными силами Мурманской ГРЭ по упрощенным методикам также показали неплохие интегральные результаты по соседним скважинам в целом, хотя и не отбраковывали верхние (естественно весьма обводненные) их участки (скв. 3218 и 3221). Неплохая гидрогеология и по породам, вскрытым другими скважинами изученного участка. Фактически мы имеем хорошо изученную геофизиками и разведанную скважинами, с керновым материалом, вблизи геолаборатории СГ-3, г. Заполярный, п. Никель и горной инфраструктуры Норникеля (карьер «Центральный» и подземные рудники «Северный» и «Северный-Глубокий») готовую площадку для дальнейших работ по могильнику. Она уже сейчас обеспечивает надежные знания о «эксплуатационном блоке» глубиной до 1 км, его «фундаменте» до 12 км, граничащих с «эксплуатационным блоком» породных массивах и окрестном горно-геологическом ландшафте. Загрузка РАО 1 и 2 категории (ВАО) в любой объект может состояться не ранее 30-50 лет. Якобы мешающая добыча полезных ископаемых на этой и других площадках северной части Печенгской структуры к тому времени прекратится из-за полного и достоверного исчерпания рудных запасов. Печенгской ГРП и опережающего прироста запасов уже нет. По геодинамической активности Печенга (опускание) является противоположностью, например, активным (воздымание) структурам площадки Красноярского могильника. Наличие вблизи готовых горных выработок позволит реализовать комбинированную систему захоронения РАО, снижая общие затраты [4]. Нигде такого благоприятного для могильника комплекса условий нет, и не будет.

Возможно, приведенный пример является идеальным. Думается, близкие ему есть и на других участках Печенгской структуры. Об этом же свидетельствуют два экспертных заключения по гидрогеологическим условиям Печенгской осадочно-вулканогенной структуры в контексте перспектив захоронения РАО, подготовленные в 1999 г. главным гидрогеологом Мурманской ГРЭ Г. С. Мелиховой по моей просьбе на основании анализа многих материалов гидрогеологических исследований при поисково-разведочных работах в регионе на медно-никелевые руды, поисково-разведочных работ на воду, гидрогеологических наблюдений в подземных выработках и карьерах при добыче руд, государственной отчетности по водному хозяйству, а также на основании личного обследования рудника «Северный» совместно с начальником Мурмангеолкома Н. И. Бичуком, некоторыми главными специалистами рудника и комбината «Печенганикель». Г. С. Мелиховой использованы также вспомогательные материалы газовой съемки и другие. Печенга является важнейшим элементом концепции

Кольского международного кластера технологий обращения с ВАО [5]. Появляется перспектива надежно разрабатывать разные модели площадки (некоторые геолого-геофизические модели Печенги уже существуют; в том числе, достаточно неожиданные [6-7]) и адекватные защитные мероприятия при необходимости. Есть ли какое-либо подобие идеальному примеру от Печенги в геологических материалах ФГУП «НО РАО» по потенциальному Красноярскому могильнику и другим? А также в предложениях извне Росатома? Участки «Енисейский» (Атамановский кряж Саян – двойник Нижнеканского массива по сложной геологогеографической интерпретации Росатома, тектонический контакт/узел Западно-Сибирской плиты, Сибирской платформы и Алтае-Саянской орогенической области), «Губа Башмачная» (Новая Земля), «Дальние Зеленцы» (берег Мурмана), «Сосновый Бор» (берег Балтики) и зарубежные необходимо сравнить с Печенгой.

И еще: свежая информация к размышлению. «Госкорпорация "Росатом" и правительство Мурманской области заключили дополнительное соглашение о сотрудничестве... Допсоглашение предполагает расширение взаимодействия по созданию и использованию на базе объектов инфраструктуры "Росатома" промышленных комплексов по хранению, утилизации и обезвреживанию особо опасных отходов, которые образуются на территории Заполярья и других регионов... ресурсы Мурманской области, ресурсы госкорпорации и государства будут использованы самым эффективным способом» (http://www.interfax-russia.ru/NorthWest/news.asp?id=725132&sec=1679). Задумались о будущих функциях действующей инфраструктуры РосРАО на Кольском полуострове (аналогично судьбе инфраструктуры медно-никелевых месторождений) не в первый раз, так как конец ее использования по прежнему назначению не за горами (http://www.bport.com/news/item/162438.html; http://www.atomic-energy.ru/news/2015/09/29/60091). И первый конкурс на поиск и изучение площадки захоронения РАО в Мурманской области Росатом уже объявил (http://www.atomic-energy.ru/news/2016/07/11/67429). В то же время зафиксирован (вслед за отказом несколько лет назад от проекта горы Юкка, США) намечающийся серьезный кризис наиболее обоснованных и продвинутых в мире работ Швеции (http://bellona.ru/2016/07/13/sweden-finland/). Основные причины возникших трудностей шведского (возможно, далее и финского) проекта KBS-3: 1) ориентация на прибрежный под дном моря вариант могильника из-за слабо ранее изученного эффекта коррозии контейнеров с РАО под действием морской воды; 2) применение лишь горных выработок на глубине примерно 500м и отсутствие разведки бурением массива на глубины в первые километры, что уменьшает безопасность и возможность адаптации технологии к появляющимся со временем еще и экономичным новациям (например, глубоким скважинам большого диаметра). Добавим, что, несомненно, будут со временем появляться и новые эффективные технологии фракционирования отходов, что за счет сокращения объемов улучшит экономику захоронения. Особо подчеркнем, что технология KBS-3 «буксует» помимо проблемы контейнеров не из-за отсутствия подземной лаборатории на глубине 500 м, а из-за отсутствия хорошей опережающей разведки массива скважинами, глубина которых много больше этого уровня. По схожему сценарию будут накапливать неприятности и для Красноярского могильника. Сегодня новые оценки шведов как лидеров начинают сеять сомнения в Финляндии. Завтра они будут смущать сознание российских специалистов, ограниченных в собственных исследованиях. Печенга как структура в целом и конкретная площадка «SAMPO-Pechenga-I» свободны от выявленных недостатков.

Росатом недостаточно учитывает, видимо, чужие ошибки и не замечает преимуществ Печенги. Он продвигает иную уникальность: без альтернатив, упрощенно-унифицированную, по принципу «площадкам атомной инфраструктуры – могильники на сотни, тысячи и миллион лет» опасную систему захоронения РАО – «подарок» будущим поколениям (http://www.atomic-energy.ru/news/2016/08/11/68186). Жаль. И не только будущие поколения. Как бы нынешнему не пришлось трудно и долго выбирать, а также выбираться из шведскофинско-американо-...-российского кризиса относительно захоронения РАО (особенно ВАО).

И «тогда новые перспективы» касательно зарубежного рынка снятия АЭС с эксплуатации (http://www.proatom.ru/modules.php?name=News&file=article&sid=6903) не реализуются.

ЛИТЕРАТУРА

- Melnikov N. N., Konukhin V. P., Komlev V. N. et al. Jmprovement of the Safety of Radioactive Waste Management in the North West Region of Russia. Disposal of Radioactive Waste. TACIS Project. NUCRUS 95410. Task 3. Report. – Apatity-Orlean, Russian Federation–France, 1998. – 270 p.
- Komlev V. N. Native Nuclear Programmes, Generation's Responsibility, Regional Geological Experience and Site Selection for Underground Disposal of Potentially Super-Dangerous Materials // Industrial Minerals: Deposits and New Developments in Fennoscandia. – Petrozavodsk, 1999. – P. 150-153.
- 3. *Филимонов Ю. И.* Отчет о результатах предварительной разведки месторождения Верхнее, восточного фланга и глубоких горизонтов месторождения Спутник с подсчетом запасов по состоянию на 01.01.1992 г. Мурманская геологоразведочная экспедиция, Печенгская геологоразведочная партия. – 1992.
- 4. Самаров В. Н., Непомнящий В. З., Комлева Е. В. Подземное хранение/захоронение оят/рао : новый путь // Экологическая безопасность АЭС : Материалы второй научно-практической конференции с международным участием, посвященной 70-летию атомной отрасли России, Калининград, 20-21 октября 2015 г. Калининград : Аксиос, 2015. С. 135-148.
- 5. *Самаров В. Н., Непомнящий В. З., Комлева Е. В.* Международные отработавшие ядерные материалы с неопределенным будущим: Мурман, Норникель и Чукотка как гаранты нераспространения и экологической безопасности // Уральский геологический журнал. – 2015. – № 2. – С. 40-45.
- 6. *Комлев В. Н., Бичук Н. И., Зайцев В. Г., Мелихова Г. С., Павлов В. А.* Тенденции интеграции и потенциал севера россии в проблеме изоляции радиоактивных отходов // Вестник НЯЦ РК «Ядерная физика и радиационное материаловедение». 2002. Вып. 4. С. 41-57.
- 7. Белоусов В. И., Рычагов С. Н., Комлев В. Н. и др. Печенгская глубинная и другие гидротермальные системы: новый взгляд на изоляцию ядерных материалов от биосферы // Вопросы радиационной безопасности. – 2001. – № 2. – С. 19-36.

УДК 55+551.24+550.34

МЕСТО ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В ВОЛНОВОЙ СТРУКТУРЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ВОСТОЧНОГО ПОЛУШАРИЯ ЗЕМЛИ

Г. Г. Кочемасов

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва, Россия

Волновое коробление (ундуляция) небесных тел происходит из-за их движения по эллиптическим кеплеровским орбитам, подразумевающим циклические изменения ускорений: скорость движения то нарастает, то убывает. Эти изменения, приложенные к массам тел, неизбежно приводят к появлению инерционных сил, действующих во всем объеме тел, коробящих все их геосферы. Во вращающихся телах (а все небесные тела вращаются!) волны коробления приобретают стационарный характер (стоячие волны) и четыре направления распространения (орто- и диагональные). Интерференция разнонаправленных волн приводит к образованию в сферах регулярно расположенных (по сетке) поднимающихся (+), опускающихся (-) и нейтральных (0) тектонических блоков. Таким образом, вместо гладкой поверхности на глобусе образуется сетка поднятий и опусканий (рис. 1). Поднятие блока означает увеличение его планетарного радиуса, опускание – уменьшение. Но физика вращающегося тела требует, чтобы угловые моменты его разноуровенных блоков (произведение массы блока на его радиус и на скорость вращения) были уравновешены, чтобы минимизировать его энергетику (затрату энергии на притирку блоков с разными угловыми моментами). Для этого увеличение радиуса блока (расстояния до оси вращения) должно компенсироваться уменьшением массы, и, наоборот, уменьшение радиуса – увеличением массы. [1-2].

Волновое коробление геосфер происходит в разных длинах волн. Самая длинная и амплитудная фундаментальная волна 1 (длина $2\pi R$, где R – радиус тела) производит сегментацию тела – деление его на два сегмента-полушария, одно вдавленное (опущенное), противоположное – выпяченное (поднятое). Для Земли это опущенное западное Тихоокеанское полушарие и поднятое восточное континентальное (Индо-Атлантическое) [1-2]. Первый обертон фундаментальной волны 1 – волна 2 длиной πR производит деление сегментовполушарий на тектонические секторы, наложенные на сегменты (рис. 1). Секторы группируются вокруг шести вершин структурного октаэдра (три антиподальные пары вершин: 1) Экваториальная Атлантика; 2) Новая Гвинея; 3) Памир-Гиндукуш; 4) О-в Пасхи; 5) Берингов пролив; 6) О-в Буве). Эти вершины октаэдра на поверхности проецируются на поверхность ядра, где вокруг них также группируются секторы, но с противоположными знаками (подъему поверхности соответствует опускание на ядре и наоборот, что объясняется требованием сохранения угловых моментов тектоническх секторов, рис. 1) [2].

К гармоническому ряду волн коробления относится и волна 4 длиной $\pi R/2$, производящая тектонические гранулы – зерна. В большом планетарном круге (в частности, на экваторе) укладывается 8 таких чередующихся поднятых и опущенных зерен размерностью $\pi R/4$. Такая зернистость, наложенная на сегменты и секторы, также имеет свое отражение как в глубоких геосферах (вплоть до ядра), так и в вышележащих сферах (в атмосфере и антропосфере, в частности). Такая глубокая и согласованная протяженность волнового структурирования свидетельствует о фундаментальности явления [1-3]. Сопоставление тектонических секторов литосферы с таковыми границы ядро-мантия [4] подтверждает это заключение (рис. 1).



Рис. 1. Инверсионное соотношение неровностей-ундуляций границы ядро-мантия (крап, по [4]) и разноуровенных секторов литосферы (+, –) вокруг шести вершин тектонического октаэдра (1-6)

Вокруг Памиро-Гиндукушской вершины расположены четыре разновысоких сектора (рис. 2) – два противоположных разновысоких (Африкано-Средиземноморский, ++ и Азиатский (+) и разделяющие их два противоположных в разной степени опущенных (Евразийский, – и Индоокеанский, – –). В связи с тем, что в таком структурировании участвуют волны четырех направлений, четыре сектора структурными «биссектрисами» делятся на восемь подсекторов, имеющих тектоническое выражение (рис. 2). Интересующий нас Евразийский сектор биссектрисой Уралького хребта делится на относительно поднятый западный Восточно-Европейский подсектор (1) и относительно опущенный восточный Западно-Сибирский (2). Архейская Восточно-Европейская платформа (ВЕП) вписана в структуру Восточно-Европейского подсектора. ВЕП является типичным представителем тектонических гранулзерен размерностью $\pi R/4$.



Рис. 2. Секторное строение Восточного континентального полушария Земли [2]. Четыре сектора группируются вокруг Памир-Гиндукуша – одной из вершин структурного октаэдра Земли. Секторы тектоническими «биссектрисами» делятся на восемь подсекторов

В суперструктуре архейской Восточно-Европейской платформы (кратона) наблюдаются следующие ярко выраженные симметричные тектонопары, часто геологически разновозрастные и расположенные на разных типах коры (рис. 3). Эта структурная особенность подтверждает ведущую роль волнового фактора. По отношению к диаметру СЗ простирания (Фенно-Сарматскому, по Б.А. Соколову), проходящему через южную округлую в плане часть Московской синеклизы (район Москвы), симметричны Новая Земля и Альпы, Пай-Хой и Динарские горы, Печорский и Паннонский бассейны, Шпицберген и Шотландия, Тиманский кряж и Восточные Карпаты с линией Тейссера-Торнквиста, Черное море и его исчезнувший «антипод» на левобережье реки Тобол в районе флексуры Среднего Урала, Арал и Южный Каспий и др. Интересно, что два гигантских газовых месторождения: Гронинген в Голландии и Штокмановское в Баренцевом море (Россия) занимают симметричное положение по отношению к той же оси СЗ простирания. Симметрично расположены и крупнейшие провинции газовых и нефтяных месторождений Западной Сибири нефтяных и газовых месторождений Месопотамии и Северной Африки, аккумулирующие основные запасы углеводородов мира.

Относительно СВ оси симметрии антисимметричны поднятый блок Балтийского щита и опущенный – Прикаспийской синеклизы (рис. 3-4). Они синхронно развиваются еще с докембрия. Плато Воринг и Устюрт – еще один пример антисимметричных отношений. Возвращаясь к тектонопаре Арал – Южный Каспий, следует отметить их разновысокое положение и согласованное колебание уровня их вод. Оба водоема (кольцевые структуры) соединяются дуговым «каналом» повышенной проницаемости литосферы длиною до 700 км. Поверхностным выражением этого «канала» является пониженный участок за ЮВ уступом Устюрта (русло Узбоя, озеро Сарыкамыш).



Рис. 3. Суперструктура Восточно-Европейской платформы. 1 – Линеаменты (преимущественно орогены обрамления); 2 – Радиальные ослабленные зоны; 3-4 – Грабены, рифты, авлакогены, разломные зоны (4 – для Балтийского щита и Прикаспийской синеклизы); 5 – Кристаллический фундамент (выходящий на поверхность и под тонким чехлом); 6 – Кольцевые ослабленные зоны и их фрагменты на платформе и в обрамлении; 7 – Контур Прикаспийской синеклизы; 8 – Кольцевые структуры; 9 – Месторождения углеводородов; 10. Месторождения и проявления алмазов



Рис. 4. Антисимметричная тектонопара: Балтийский щит (+) и Прикаспийская синеклиза (-). Изолинии показывают подъем щита в мм/год и мощность чехла в км. 1 – Складчатое обрамление Восточно-Европейской платформы, 2 – Северо-западная (Фенно-Сарматская) ось симметрии платформы

0 160 480 800 km

Складчатое обрамление в СВ половине гигантского кольца суперструктуры ВЕП (Новая Земля, Пай-Хой, Урал, Мугоджары) преимущественно палеозойского возраста, а симметричные им складчатые образования в ЮЗ половине (Альпы, Динарские горы, Карпаты, Добруджа, Крымсие горы, Кавказ) активно развивались в мезозое. Но в обоих поясах имеется геологическая летопись более ранних (палеозойские бутоньеры в мезозойских складках) и более поздних (мезозойская активизация палеозойских складок) событий. Такие колебания во времени и пространстве – сущность волновых процессов.

Заслуживает особого внимания тектонопара Альпы – Новая Земля (рис. 3), так как фундамент многих геологических наук закладывался в центре Европы, но тогда не было обращено внимание на многозначащую симметрию двух орогенов, что могло бы кардинальным образом повлиять на направления мыслей основоположников. Два орогена близки по протяженности, делятся на два сегмента (западные и восточные Альпы, южная и северная Новая Земля), имеют слегка изогнутые формы. Антисимметричность этой пары заключается в преимущественной разновозрастности – мезозой и палеозой.

Симметрична по расположению, но антисимметрична по типу движений и тектонопара Балтийский щит – Прикаспийская синеклиза (рис. 3-4). Щит постоянно поднимался с некоторыми перерывами, начиная с глубокого докембрия (снятие ледовой нагрузки лишь усилило этот тектонический подъем), и денудация обнажила породы, образовавшиеся на глубинах в 10-20 км. В тот же период времени в прогибающейся с некоторыми перерывами синеклизе накапливались осадочные толщи мощностью до 20 км (рис. 4). Поднятие означает расширение, и образовывавшиеся трещины заполнялись интрузивным материалом (от гранитов до кимберлитов). Опускание означает сжатие, и пластичные соленосные толщи выжимались в виде куполов. Сжатие способствовало также накоплению и сохранению залежей углеводородов.

ЛИТЕРАТУРА

- Kochemasov G. G. Tectonic dichotomy, sectoring and granulation of Earth and other celestial bodies // Proceedings of the International Symposium on New Concepts in Global Tectonics, «NCGT-98 TSUKUBA». Geological Survey of Japan, Tsukuba, Nov. 20-23. – 1998. – P. 144-147.
- Kochemasov G. G. Sectoral tectonics of the Earth's eastern hemisphere and its crucial role in localization of giant ore deposits, prominent rift systems and large flood basalt provinces // Global Tectonics and Metallogeny. – 1998. – Vol. 6. – № 3, 4. – P. 195-197.
- 3. *Kochemasov G. G.* Theorems of wave planetary tectonics // Geophys. Res. Abstr. 1999. Vol. 1. № 3. P. 700.
- 4. *Morelli A. & Dziewonski A. M.* Topography of the core-mantle boundary and lateral homogeneity of te liquid core // Nature. 1987. Vol. 325. № 6106. P. 678-683.

УДК 550.343

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ КРАТКОСРОЧНОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

В. А. Мельников, М. А. Ренёва, Н. К. Гудкова

г. Воронеж, Россия

Краткосрочный прогноз – прогноз с заблаговременностью в несколько часов или дней. Краткосрочное прогнозирование, наиболее важное для предупреждения населения, в настоящее время практически не развито. Что необходимо для успешного предсказания землетрясений? Прежде всего, новая теория. Ежегодно на всей Земле происходит около миллиона

землетрясений, большинство из которых так незначительны, что остаются незамеченными, но единичные мощные землетрясения известны своими разрушительными последствиями.

С 1900 года во всем мире погибли 2309716 человек по причинам, связанным с сильными землетрясениями. С начала XXI века произошло уже несколько катастрофических землетрясений, в том числе в 2004 г. на о. Суматра, которое сопровождалось цунами, при этом человеческие потери составили 227898 человек, а также землетрясение с магнитудой 7,0 на Гаити в 2010 году, которое унесло жизни более 316000 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 убитых, 5344 пропавших без вести, 5314 раненых, 131000 перемещенных лиц.

Экономический ущерб от землетрясений в полной мере, по-видимому, подсчитать невозможно. Землетрясения в марте 2011 г. вызвали повреждения на атомной станции в провинции Фукусима, а также были разрушены или повреждены, по крайней мере, 332395 зданий, 2126 дорог, 56 мостов и 26 железных дорог вдоль всего восточного побережья Хонсю. Большинство жертв и максимальный ущерб были отмечены в провинциях Иватэ, Мияги и Фукусима вследствие цунами с максимальной высотой наката 37,88 м. Общий экономический ущерб в Японии оценивается в 309 миллиардов долларов США.

Более 2000 лет назад в Китае был создан прибор, предупреждающий людей от наступающего землетрясения. Этот прибор имел форму лягушки, с овальным основанием и четырьмя, наклонными плоскостями, в которых были размещены металлические шарики. При наступлении землетрясения, колебания, вызванные сейсмическими волнами, раскачивали прибор, и шарики выпадали из своих гнезд на металлическую подставку. Это было предупреждение о приближающемся землетрясении.

Таким образом, с первых дней появления науки сейсмологии, её задачей было предупреждение людей о приближающемся землетрясении, тем самым, обеспечение безопасности жизни людей от природных катастроф. Потребовалось 2000 лет, чтобы появилось печально известное решение международной конференции в Лондоне в 1996 г., в котором говорится, что прогноз землетрясений невозможен. Это означает, что усилия тысячи ученых, посвятивших свою жизнь решению этой проблемы человечества и миллиарды долларов, истраченные на исследования, были напрасны?

Всего каких-нибудь пятнадцать-двадцать лет назад в геофизическом мейнстриме существовало устойчивое неприятие самой идеи о возможности сколько-нибудь эффективного прогнозирования землетрясений. По сути, в ведущих научных журналах Запада вплоть до недавнего времени было наложено негласное табу на публикацию любых исследований в этой области. Более того, эти издания всячески поощряли статьи, которые можно было объединить под общим девизом «Землетрясения предсказать нельзя!». Не остаются в стороне от этого процесса и многие солидные исследовательские учреждения. Так, Геологическая служба США в своих обзорах до сих пор регулярно упоминает о том, что краткосрочный прогноз землетрясений «в ближайшие пятьдесят лет невозможен». Дело в том, что в США традиционно основной упор делался не на прогноз, а на сейсмостойкое строительство, и этот прагматический подход активно поощряется мощным строительным лобби.

И все-таки, несмотря на энергичное противодействие мейнстримовской геофизической тусовки (прежде всего, ее американской составляющей), былой общий скепсис ученых по отношению к возможностям научного прогнозирования землетрясений постепенно сменяется живым интересом к этой области исследований.

Считавшееся почти неприличным на международных научных конференциях по сейсмологии и геофизике словосочетание «прогноз землетрясений» наконец перестало восприниматься таковым, 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). Успешная работа по распознаванию потенциальных участков сильных землетрясений, в свою очередь, создали предпосылки для решения новой, более сложной задачи – прогноза времени землетрясений. Кейлис-Борок создал целое семейство математических алгоритмов среднесрочного прогноза, основными из которых стали М8 и КН. Алгоритм М8 был разработан для прогноза сильнейших землетрясений мира с магнитудой 8,0 и выше, а КН – для прогноза сильных землетрясений регионального уровня.

Кандидат географических наук Виктор Боков, доцент Российского государственного гидрометеорологического университета (РГГМУ), руководитель научно-прогностической лаборатории прогнозов землетрясений (Санкт-Петербург), занимается краткосрочным прогнозированием землетрясений. В основе сейсмосиноптического метода Бокова – отслеживание ежедневных изменений погоды и атмосферы. Для каждого участка Земли существуют особые условия, которые могут вызвать землетрясение. Спусковым фактором, способным вызвать землетрясение, является не только изменение атмосферного давления, но и другие факторы (вспышки на солнце, магнитные бури, Луна). Тем не менее, запатентованный метод В. Бокова должен изучаться и внедряться в практику.

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. Так, например, под прогнозом землетрясения разные авторы понимают как непосредственное утверждение о возможности его возникновения, так и различные оценки условной вероятности, оценки сейсмического риска и так далее.

Каждый из этих подходов имеет право на существование, может применяться в соответствии со стоящими конкретными задачами и предполагает как различные защитные и предупредительные мероприятия, так и различные способы оценки эффективности прогнозов. Хотя одним из симптомов приближения динамической системы к катастрофе является возрастание корреляции различных ее компонент, сложно ожидать, что существует (и когданибудь будет найден) единственный универсальный «управляющий» параметр, контролирующий процесс подготовки сильного землетрясения. Отсутствие международной системы оповещения о надвигающихся катаклизмах, – одна из основных причин, по которой в результате землетрясений гибнут люди. Прежде подобная система функционировала. В нее стекались результаты сейсмологического мониторинга региональных служб, после чего информация поступала в международный центр, где специалисты проводили анализ, делали прогноз и в режиме реального времени отсылали информацию обратно в регионы. Сейчас подобной международной обязательной системы не существует.

Только в ряде стран, таких, как, например, США и Япония, существуют собственные службы, интересы которых, правда, не распространяются дальше собственного государства. Ни одна из них не способна справиться с составлением ежедневных краткосрочных прогнозов за 2 суток с заданной вероятностью. 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 (Боков, Мельников).

Для этого, а также для содействия решению проблемы краткосрочного прогнозирования землетрясений, создана «Ассоциация краткосрочного прогнозирования землетрясений», а при ней – группа краткосрочного прогнозирования землетрясений. Приглашаем в «Ассоциацию краткосрочного прогнозирования землетрясений» всех желающих и содействующих.

Научные конференции, каким-либо образом затрагивающих проблемы краткосрочного прогнозирования землетрясений, нужно проводить не на северах, а в Сочи, до и после курортного сезона. В это время в санаториях и пансионатах много свободных мест. Так называемый Валдайский форум иногда проходит не на Валдае, а в Сочи. Это экономически обосновано и полезно для здоровья и науки. Нужно, чтобы была возможность заранее ознакомиться с докладами через интернет. Нужно, чтобы была возможность найти друг друга для избирательного общения по наиболее близким по тематике вопросам.

Что касается Северного Кавказа... На основе принципиально новых геодинамической и сейсмотектонической моделей был разработан комплект карт сейсмической опасности для всей территории Северокавказского региона Российской Федерации в детальном масштабе.

Проведены полевые геолого-геофизические и палеосейсмологические исследования для ряда зон сейсмоактивных разломов Северного Кавказа и Предкавказья.

Создан комплект карт сейсмической опасности для Северного Кавказа на вероятностной основе. (Комплект карт и все доклады 19-й (Москва, 2014 г.) международной научной конференции предоставлены библиотеке СО РГО).

На составленных картах Северокавказский регион выглядит сейсмоопасной областью, где уровень сейсмических воздействий достигает 8,5-9,5 баллов. Внедрение материалов вновь составленных карт в практику проектирования и строительства зданий и сооружений позволит руководству территориальных субъектов, специалистам МЧС России, строительноархитектурным ведомствам, страховщикам и другим специалистам принимать обоснованные решения по предупреждению и смягчению последствий при катастрофических сейсмических воздействиях.

ЛИТЕРАТУРА

- Вышеславов В. Н., Штраус В. Л. Пчелы, человек, землетрясения // Активные разломы и их значение для оценки сейсмической опасности: современное состояние проблемы: Материалы 19-й научно-практической конференции с международным участием. – Москва, 2014.
- Рогожин Е. А., Лутиков А. И., Овсюченко А. Н. Районирование сейсмической опасности Северного Кавказа в детальном масштабе // Активные разломы и их значение для оценки сейсмической опасности: современное состояние проблемы : Материалы 19-й научно-практической конференции с международным участием. – Москва, 2014.

УДК 614.8 (075.8)

ОЦЕНКА ЧРЕЗВЫЧАЙНЫХ СИТУАЦИЙ С ПРИМЕНЕНИЕМ БАССЕЙНОВОГО ПОДХОДА

Т. В. Овчинникова, В. М. Смольянинов, П. С. Куприенко

Воронежский государственный технический университет, г. Воронеж, Россия

Последнее десятилетие XX века и начало XXI века характеризуется прогрессирующим с каждым годом во всем мире увеличением социальных, экономических и экологических потерь от техногенных аварий и катастроф, землетрясений, наводнений, оползней и обвалов, селей, лавин, карста и т. д. Только в России за последние 10 лет площадь развития опасных природных и техногенных процессов (ОПТП) увеличилась в пределах урбанизированных территорий не менее чем на 40 %, а экономические потери достигли, по экспертным оценкам, 6-7 % ВВП страны [1]. Основные причины такого увеличения вызваны активизацией ОПТП вызванной непродуманной хозяйственной деятельностью на местах, так и ошибками стратегического характера по обеспечению безопасности.

В последнее десятилетие интенсивно развиваются исследования по анализу чрезвычайных ситуаций (ЧС) в самых различных областях применительных как к техническим, так и к природным объектам. При прогнозировании негативных процессов возникающих при хозяйственной деятельности человека наиболее удобным, по мнению авторов, является – бассейновый подход. Известно, что основные русла рек сориентированы на геологические разломы, что дает возможность четко выявить границы и зоны взаимодействия природных факторов, возможность применения геофизических, геохимических и математических методов в исследованиях. Получать балансовые соотношения, благодаря чему принимать обоснованные решения при регулировании природных процессов в ЧС. Вначале поэтапно рассматривается эрозия речных бассейнов в комплексе природных ресурсов исследуемой территории, затем выявляются общие задачи природопользования в аспекте природно-хозяйственных систем, что дает возможность выявить устойчивость природного комплекса, так и с увеличением степени риска ЧС.

Выявление, в результате бассейнового подхода, природно-хозяйственных единицы используются при районировании по степеням техногенной нагрузки территории. Поскольку речной бассейн – единица биосферы, рассматривается как интегральная природно-хозяйственная система и как таксон природно-хозяйственного районирования. При комплексной оценке антропогенных воздействий на природную среду, выявляются особо опасных территорий с соответствующими обоснованными природоохранными мероприятиями. Подобный подход дает возможность решать проблемы организации, рационализации, оптимизации, районирования, моделирования, картографирования, контроля природопользования и управления процессами чрезвычайного характера.

На площадях водосборов рек протекает хозяйственная деятельность человека, оказывающая прямое или косвенное воздействие на окружающую среду, здесь же наиболее удобно проводить мониторинг степеней техногенной нагрузки на окружающую среду или увеличение степеней риска ведущих к ЧС. В условиях центрально-черноземного региона границами природно-хозяйственных систем следует считать границы речных водосборов, способствующих развитию их естественных и техногенных процессов.

Ранжировать эти системы можно по порядку водотоков. В регионах с интенсивной хозяйственной деятельностью человека отмечается изменение тесноты и направления связей между элементами природно-хозяйственной системы, разрушение природного ядра и заменой его антропогенной подсистемой, а наиболее интенсивная эксплуатация этой подсистемы может привести ее к полной деградации, т. е. к чрезвычайной ситуации.

Первый этап структурного преобразования включает четыре стадии развития. Изменение структуры системы в это время не затрагивает природной сущности системообразующего ядра, она сохраняет состояние природного развития, т. к. вклад техногенной компоненты пока еще не значителен. Второй этап представлен пятой-седьмой стадиями, во время которых происходит формирование природно-хозяйственных систем, по сравнению с природной, способна в меньшей степени противостоять антропогенным воздействиям. Однако она все еще сохраняет свои основные природные свойства. Дальнейшее увеличение антропогенной нагрузки вводит систему в третий этап развития, который характеризуется формированием антропогенного ядра и приводит к возникновению антропогенной структуры, с возможной сейсмической реакцией, при котором обратная связь поддерживается человеком и осуществляются управляющие воздействия. Если система способна переходить из одного состояние в другое, то она обладает – поведением; если нет значительных возмущающих воздействий, или при их постоянном проявлении система может находится в – равновесном состоянии; однако значительно чаше она находится в – неустойчивом состоянии [2]. Свойство «устойчивости» тесно связано с понятием «равновесия», то есть со способностью системы возвращаться в равновесное состояние после того, как она была из него выведена. Воздействия на природно-хозяйственную систему могут «откликнутся» последствиями могут откликнуться через несколько десятков, а иногда и сотен лет: отбор грунтовых вод на речном водосборе – сокращение межевого стока реки, распахивание целины – почвенная эрозия и т. д. Запаздывание последствий от воздействий происходит в результате «инерционности процессов» в природных системах. Трансформация природных систем происходит в три этапа. Первый этап – появление в природной системе техногенных элементов и завершается распространением антропогенного воздействия на 25-30 % площади. Второй этап – увеличение площади антропогенного воздействия до 50 %. Третий этап – влияние техногенной компаненты на всю природно-хозяйственную среду. На втором и третьем этапах в структуре этой системы появляется управляющая подсистема, роль которой играет техногенная компанента – основные зоны риска.

Антропогенные воздействия на природную среду подразделяются на целенаправленные и стихийные. Первые из них представляют собой комплекс сознательно осуществляемых мероприятий, необходимых для строительства, функционирования и развития инженерных сооружений, или направленных на улучшение природных условий какой-либо территории. Второе – это стихийные, непроизвольное воздействие человека, последствия от которых им не прогнозируется. При типизации антропогенных воздействий выделяются: прямые и косвенные, вековые, длительные и кратковременные, а также локальные, крупноплощадные и региональные воздействия [3]. Антропогенные воздействия разделяются по площади их проявления на точечные и площадные, а по глубине влияния – на приповерхностные и глубинные. Прямые воздействия осуществляются при непосредственном влиянии хозяйственной деятельности человека на природную среду, а косвенные происходят в результате изменения условий развития природных процессов. По интенсивности выделяются антропогенные воздействия низкого, среднего и высокого уровня. Первый из них не приводит к изменениям, существенно отличающимся от естественного фона природной среды. При среднем уровне воздействия отмечаются заметные изменения, которые однако не превышают установленные пределы. При высоком уровне появляются необратимые изменения в природной среде, превышающие предельно допустимые. Большинство хозяйственных объектов оказывает комплексное воздействие на природно-хозяйственные системы, без учета современной геодинамики и сейсмичности. Поэтому при оценке величины антропогенной нагрузки обычно используются количественные предельно допустимые показатели, превышение которых ведет к необратимым негативным изменениям компонентов природной среды.

Оценка степени загрязнения бассейновых природно-хозяйственных систем производится по величине предельно допустимых концентраций (ПДК). Этими показателями, однако, не учитывается возможность перехода загрязняющих веществ из одной природной среды в другую. Не дает полной картины состояния этих систем и по показателю предельно допустимого уровня (ПДУ). Оценка общего состояния природно-хозяйственной системы по степени риска должна производиться с учетом их устойчивости антропогенным воздействиям, то есть по показателям их нормального состояния, которое позволяет в течение длительного времени и в необходимом объеме выполнить хозяйственные и экологические функции. Основным признаком такого состояния является сохранение ими возможности воспроизводства водных ресурсов.

В условиях ограниченных ресурсов финансирования, выбора мер по защиты окружающей среды должна быть рациональным, достичь это в условиях постоянного изменения условий эксплуатации природно-хозяйственных систем чрезвычайно сложно. В работе авторами предпринята попытка сформулировать принципы и критерии принятия решений на основе концепции бассейнового метода с учетом современной геодинамики и сейсмичности, требуются общие подходы на снижение риска и смягчение последствий чрезвычайных ситуаций, обеспечение устойчивого развития экосистем. До настоящего времени нет разработанной теории, и отсутствует корректный научно-методический аппарат и нормативно-методическая база для количественного описания опасностей. По мнению авторов, бассейновый подход с учета современной геодинамики и сейсмичности, для которого характерно рассмотрение активно развивающейся природно-хозяйственные системы с определением уровня

угрозы для жизнедеятельности и целенаправленного выявления и управления негативными процессами может решить ряд поставленных задач.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Акимова Т. А., Коновалов С. М., Хаскин В. В.* О функциональной структуре управления природопользованиес в России (концептуальное приложение) // Проблемы окружающей среды и природных ресурсов. Обзорная информация. ВИНИТИ. 1997. Вып. 6. С. 2-48.
- 2. *Рошаль А. А.* Принципы создания информационно-компьютерных систем управления недропользованием // Материалы докладов и сообщений. М. : Геолинк, 2001. С. 20-28.
- 3. *Котлов* Ф. В. Изменение геологической среды под влиянием деятельности человека. М. : Изд-во МГОПУ, 1998. 122 с.

УДК 551.242+551.243

УЗЛОВЫЕ СТРУКТУРЫ И ФЛЮИДОПРОНИЦАЕМОСТЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ

А. И. Полетаев¹, А. М. Кузин²

¹ Московский государтсвенный университет им. М. В. Ломоносова, г. Москва, Россия; ² Институт проблем нефти и газа РАН, г. Москва, Россия

Исследование структуры Земли с помощью летательных космических аппаратов, активно начавшееся примерно с 70-х годов прошлого века, привело не только к уточнению сложившихся представлений, но и к появлению новых, кардинально отличающихся от прежних.

Большой вклад в такой «*переворот*» геологического «*сознания*» внёс линеаментный анализ земной коры.

Именно благодаря широкому применению этого анализа стало ясно, что земная кора пронизана густой сетью линейных нарушений и деформаций разного возраста заложения, разной протяжённости, глубины и ориентировки, часто выраженных не в открытой, а в скрытой (латентной) форме.

И именно с помощью линеаментного анализа земной коры было установлено, что особой геодинамической подвижностью и, соответственно, активностью обладают так называемые «узловые структуры», т. е. места сочленения и/ или пересечения (что реже) линеаментов, отражающих скрытые тектонические нарушения разного простирания и разной глубины заложения [21].

Интересно отметить, что М. В. Ломоносов (1711-1765) в своей классической работе «*О слоях земных*», опубликованной в 1763 году, не только суммировал многие результаты своих исследований и теоретические соображения, которые ныне рассматриваются в рамках общей геологии, геодинамики, сейсмотектоники и других наук о Земле, но и сделал несколько очень смелых с точки зрения современной ему науки теоретических предсказаний, часто становившихся основанием для развития новых геологических направлений.

Так, не исключено, что упомянутое М. В. Ломоносовым *«разное жил взаимное пресечение»* [18] позволило чуть более века спустя известному исследователю геологии Кавказа Георгу Вильгельму Абиху (1806-1886) выделить линейные структуры дислокаций прибрежного Каспия и показать связь участков их пересечения с грязевыми вулканами; позднее, в 30-х годах XX века, *«помогло»* известному сейсмотектонисту Л. А. Варданянцу [2] выделить очаги землетрясений Кавказа, приуроченные к местам пересечения поперечных и продольных дислокаций, а в середине 80-х описать на примере Восточной Монголии и других регионов «узловой контроль месторождений» [4, с. 329] и отметить, что проблема прогнозирования рудоносных структур в узлах пересечений возникла в связи со значительным увеличением информации о линеаментах, связанным с появлением космических снимков.

Во второй половине XX века на базе этих представлений стало формироваться современное *учение об узловых структурах Земли*.

Это было обусловлено тем, что именно к концу XX века было установлено: *узловые структуры*, «образующиеся в результате сочленения и/или пересечения не только разноориентированных, но и разноглубинных (разноэтажных) линейных нарушений – линеаментов, трещинных зон, разрывов – представляют собой по латерали структуры повышенной сложности, а по вертикали – ослабленные зоны, обладающие аномальной тектонической раздробленностью, геодинамической подвижностью и **флюидопроницаемостью** со всеми вытекающими отсюда геологическими последствиями:

- образованием месторождений (разного масштаба и на разных уровнях земной коры);
- проявлением разномагнитудной и разноглубинной сейсмичности и вулканических процессов;
- интенсификацией экзогенных явлений обвалов, оползней, карста и т. д.

Было также показано, что узловые структуры, «характеризующиеся интерференцией кинематических характеристик узлообразующих линейных нарушений», представляют собой сложные геологические конструкции, «подверженные иногда практически единовременно (в масштабах геологического времени) сжатию и растяжению, сколам и даже шарнирному скручиванию», и в силу этого «могут считаться структурами максимальной подвижности и разрушения геологической среды» [21, с. 44].

Последующие за этим многолетние исследования самых разных специалистов подтвердили, что **именно с этими структурами связаны** не только скопления и **месторождения** многих полезных ископаемых: **от алмазов до нефти и газа**, но к ним приурочены и различные геологические объекты, явления и процессы, в том числе, рельефообразующие [5], гидрогеологические [9], сейсмические [7], а также техногенные аварии [6].

Как оказалось, с этими же структурами совпадают различные биологические и метеорологические процессы, например, «места гибели морских звёзд и рыб, дихотомии деревьев, участки загрязнения почв и повышенного содержания тяжёлых металлов в коре деревьев...над... узлами... установлен факт постоянного «дефицита» атмосферного давления», над ними же «... наблюдается изменение содержания кислорода в приземном слое атмосферы, что говорит о наличии глубинной дегазации по ослабленным зонам в земной коре» [15, с. 376-378].

Известно также, что, с одной стороны, именно к узловым структурам земной коры часто приурочены очаги социокультурной активизации отдельных людей и человеческого общества в целом.

Так, например, к узловым структурам Восточно-Европейской платформы приурочено большинство исторически сложившихся человеческих поселений – от старинных одиноких монастырей до небольших городов и даже мегаполисов типа Москвы [24].

С другой стороны, именно к местам сочленения и/или пересечения линеаментов, т. е. к узловым структурам, развитых в скрытой (латентной) форме, отмечается приуроченность крупных природных сейсмических катастроф – Ашхабадского землетрясения, 1948 (Туркмения), Агадирского, 1960 (Марокко), Газлийского, 1976 (Узбекистан), Спитакского, 1988 (Армения), Абруццо, 2009 (Италия), Ванского, 2011 (Турция) и других.

Возвращаясь к основной теме доклада, следует отметить, что примерно с 70-х годов XX века развитие представлений о линеаментной тектонике Земли [1, 10, 12], о технологических возможностях линеаментного анализа при выявлении скрытых тектонических нарушений [22] и, особенно, узловых структур земной коры [11, 21, 23], а также её флюдопроницаемости [8, 16-17] шло, если так можно выразиться, параллельными, т. е. не пересекающимися, путями. Теперь, как убеждены авторы, настало время объединить усилия по изучению взаимоотношения, взаимодействия и взаимовлияния этих фундаментальных структур и процессов, имеющих место в *«теле»* нашей планеты.

И это разумно, т. к. не только особенности структурной организации земной коры, так или иначе, могут влиять на направленность и интенсивность флюидопотоков, но и сами флюидопотоки могут влиять на активность развития тех или иных структур земной коры. И зафиксированных примеров тому – масса! Один из таких – Газлийское землетрясение 1976 года, очаг которого был расположен в узле пересечения разновозрастных и разноглубинных нарушений субмеридионального, СВ-го и СЗ-го простираний [25, с. 116], а специфическим триггером могла послужить откачка огромных объёмов природного газа.

Особое внимание должно быть обращено на корреляцию дизъюнктивов любого ранга и выделений метана, интенсивность которых достигает более 1 кубометра в минуту, а чуть ли не регулярные катастрофические взрывы этого газа в угольных шахтах страны приводят к колоссальному экономическому ущербу и невосполнимым людским потерям.

Огромна и до сих пор ещё не изучена досконально роль воды в образовании и развитии дизъюнктивной, если так можно выразиться, геосферы.

Так, хорошо известно, что «Большую роль в развитии трещиноватости играет насыщение её водой и минеральными растворами» [14, с. 44]. Более того, показано, что «вода формирует унаследованное простирание трещиноватости в осадочном чехле» [там же, с. 48].

Но и это ещё не всё: по мнению одного из видных современных гидрогеологов, «Практически повсеместное распространение воды в жидком виде на глубинах геологического разреза вплоть до 374°C, обусловливает, прежде всего, её «расклинивающие» возможности» [3, с. 23].

Полагаем, что только комплексный подход [20] или, выражаясь на современном сленге, геологический микс в изучении давно назревшей и даже перезревшей проблемы поможет найти более адекватные решения и в теории, и в технологии, и в практике.

ЛИТЕРАТУРА

- Богословский В. А., Полетаев А. И., Шереметьева Е. В. Эффективность линеаментного анализа при изучении структуры земной коры // Актуальные проблемы региональной геологии и геодинамики : Материалы конференции, посвященной 104-й годовщине со дня рождения Г. П. Горшкова (1909-1984). XV Горшковские чтения, г. Москва, 26 апреля 2013 г. – М. : МГУ, 2013. – С. 6-13.
- 2. Варданянц Л. А. Сейсмотектоника Кавказа // Труды СИ АНСССР. М., 1935. № 64. 87 с.
- 3. Вартанян Г. С. Геодинамические катастрофы и их прогноз (эндодренаж Земли, деформации, сейсмичность). – М. : ООО «Геоинформмарк», 2015. – 258 с.
- 4. Волчанская И. К. Морфоструктурные и структурно-геоморфологические методы выявления сквозных рудоконцентрирующих и рудолокализующих структур // Космическая информация в геологии. – М. : Наука, 1985. – С. 325 -335.
- 5. Гласко М. П., Ранцман Е. Я. О морфоструктурных узлах местах активизации современных рельефообразующих процессов // Геоморфология. – 1992. – № 4. – С. 53-61.
- 6. Гласко М. П., Ранцман Е. Я. Влияние современной блоковой структуры земной коры равнинных территорий на сохранность технических объектов // Изв. РАН. Серия географ. – 1995. – № 2. – С. 76-80.
- Горшков А. И. Распознавание мест сильных землетрясений в Альпийско-Гималайском поясе / Гл. ред. В. И. Кейлис-Борок; Отв. ред. А. А. Соловьев //. Вычислительная сейсмология. – М. : КРАСАНД, 2010. – Вып. 40. – 472 с.
- 8. *Дегазация* Земли и генезис нефтегазовых месторождений (к 100-летию со дня рождения академика П. Н. Кропоткина). М. : ГЕОС, 2012. 516 с.

- Караковский В. В. Результативность линеаментного анализа при изучении гидрогеоэкологических условий Красногорского района Подмосковья // Актуальные проблемы региональной геологии и геодинамики : Материалы конференции, посвященной 104-й годовщине со дня рождения Г. П. Горшкова (1909-1984). XV Горшковские чтения. 26 апреля 2013 г. – М. : МГУ, 2013. – С. 18-23.
- 10. Кац Я. Г., Полетаев А. И., Румянцева Э. Ф. Основы линеаментной тектоники. М. : Недра, 1986. – 140 с.
- 11. Корытов Ф. Я. О критических уровнях механических напряжений в литосфере // Механика литосферы. М. : Недра, 1974.
- 12. Космическая информация в геологии. М. : Наука, 1985. 536 с.
- 13. Кузин А. М. Пространственно-фазовая локализация месторождений углеводородов и отображение конвергентности процессов флюидизации в земной коре по сейсмическим данным // Дегазация Земли и генезис нефтегазовых месторождений (к 100-летию со дня рождения академика П. Н. Кропоткина). – М. : ГЕОС, 2012. – С. 286-311.
- 14. *Кузин А. М.* О флюидной составляющей процесса образования зон трещиноватости и разрывных нарушений // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2014. № 5. С. 43-50.
- 15. *Кутинов Ю. Г., Чистова З. Б.* Тектонические узлы Севера Русской плиты // Структура, свойства, динамика и минерагения литосферы : Материалы XV1 Международной конференции. Воронеж, 2010. Т. 1. С. 374-378.
- 16. *Летников* Ф. А. Сверхглубинные флюидные системы Земли и проблемы рудогенеза // Геология рудных месторождений. 2001. Т. 43. № 4. С. 291-307.
- 17. *Летников Ф. А., Дорогокупец П. И.* К вопросу о роли суперглубинных флюидных систем земного ядра в эндогенных геологических процессах // ДАН. 2001. Т. 378. № 4. С. 535-537.
- 18. Ломоносов М. В. О слоях земных и другие работы по геологии // С предисловием и пояснениями проф. Г. Г. Леммлейна. М.-Л. : Госгеолиздат, 1949. 212 с.
- 19. *Лопатин Д. В.* Линеаментная тектоника и месторождения-гиганты Северной Евразии // Исследование Земли из Космоса. 2002. № 2. С. 77-91.
- 20. Оренбургский тектонический узел: геологическое строение и нефтегазоносность / Под ред. Ю. А. Воложа, В. С. Парасыны. М. : Научный мир, 2013. 264 с.
- 21. Полетаев А. И. Узловые структуры земной коры. М. : МГП Геоинформмарк», 1992. 58 с.
- 22. Полетаев А. И. Технологические возможности линеаментного анализа при выявлении скрытых тектонических нарушений // Международный журнал «Геотехника». 2014. № 3. С. 16-22.
- 23. *Ружич В. В.* Разломные узлы, их механизм и роль в становлении напряженного состояния земной коры Байкальской рифтовой зоны // Математические и экспериментальные методы в дизъюнктивной тектонике. М. : Наука, 1986. 120 с.
- 24. Скворцов А. И. Краткий анализ связи географии городов с тектоникой на Русской платформе // Труды ВНИИ системных исследований. М., 1991. № 3. С. 30-35.
- 25. *Трифонов В. Г., Макаров В. И.* Молодая тектоника и прогноз землетрясений // Космическая информация в геологии. М. : Наука, 1985. С. 108-117.

РАЗРУШЕНИЕ ЭНЕРГЕТИЧЕСКИ АКТИВНЫХ ТВЕРДОТЕЛЬНЫХ СИСТЕМ

В. С. Пономарёв

Геологический институт РАН, г. Москва, Россия

Ретардация. Говоря о твердом теле, как о *системе*, подразумевают, что речь идет о классе твердых тел, обладающих структурой, – то есть состоящих из взаимодействующих структурных элементов. Такому определению соответствует реальный геологический субстрат. На любом масштабном уровне – атомном, молекулярном, минеральном, породном, или на уровнях более крупных объектов структурной геологии, – в общем случае он представлен совокупностями структурных элементов каждого из этих уровней. Этот факт сводится к общему утверждению, что реальный геологический субстрат иерархически структурирован. Тем не менее, в механике деформируемого твердого тела (МДТТ), – в частности, в одной из её ветвей, в геомеханике, – от этого обстоятельства абстрагируются. В качестве базовой модели среды в ней используется континуум, – идеализированная бесструктурная среда.

Согласно представлениям термодинамики, физические тела, как системы, самопроизвольно стремятся к тому, чтобы их структура соответствовала внешним условиям, в каких они находится. При изменении условий структурные элементы системы стремятся к новому взаимному расположению. В случае, если упругие свойства элементов различны, их несогласованные изменения – «нестыковка» в местах их контакта – ведут к появлению дискретных очагов упругих деформаций, которые можно рассматривать как множество энергетически активных включений, рассеянных в матрице субстрата системы. Интегральный эффект этого выражается в том, что в системе возникает собственный энергетический потенциал, представленный *потенциальной энергией упругих деформаций (упругой энергией)*.

Способность физических тел задерживать в себе, аккумулировать энергию разных видов и длительно хранить её в потенциальном виде, определим термином *ретардация*. Это может быть тепловая энергия, статическое электричество, химическая энергия, это может быть упругая энергия, – вообще говоря, любой вид потенциальной энергии. Слово «ретардация» (от латинского retardatio – опоздание, задержка) используется в медицине, в биологии, в литературоведении, – всякий раз со своим смысловым наполнением. В контексте статьи этот термин употреблен лишь применительно к упругой энергии, аккумулируемой твердыми телами. Саму энергию такого вида будем называть *латентной энергией*.

Если плотность латентной энергии в теле превосходит некоторое пороговое значение, оно переходит в энергетически активное состояние, в предельном случае – в энергонасыщенное состояние. Состояние тел с содержанием латентной энергии меньше порогового значения будем далее определять как состояние энергетически пассивное.

Стиль механического поведения систем в каждом из этих состояний резко различен. Тем не менее, теоретический аппарат *механики деформируемого твердого тела (МДТТ)*, – а, следовательно, и «язык» её понятий, – ориентирован исключительно на описание сред (твердотельных систем) в их энергетически пассивном состоянии. Поскольку континуум лишен структуры, тем самым исключается возможность взаимодействия структурных элементов, а, следовательно, и возможность появления фиксированных очагов упругих деформаций. Явление ретардации упругой энергии с точки зрения континуальных теоретических построений невозможно в принципе. Оно в них и не рассматривается, даже в форме постановки проблемы. В результате общирная группа механических явлений и процессов, обусловленных содержанием латентной энергии в энергетически активных твердых телах, говоря образно, осталась без определенного теоретического места жительства. В частности, есть основания полагать, что именно поэтому природа различных динамических явлений, происходящих в геологической среде, как природных, так и техногенных, – таких, например, как землетрясения или горные удары в горных выработках, – всё еще достоверно не установлена. Остаётся не выясненной природа первичной трещиноватости, широчайше распространенной в геологической натуре, равно как не имеет приемлемого понимания и целый ряд других проявлений, которые принято считать «аномальными», – то есть не укладывающимися в рамки принятых представлений.

Определения. В общем случае деформирование твердого тела сопровождается возникновением как упругих, так и остаточных деформаций, т. е. $e = e_{oct} + \varepsilon$, где e – суммарная деформация, а e_{oct} и ε , соответственно, остаточная и упругая деформации.

Поведение реальных материалов указывает на то, что в одних случаях смещенные точки тела по прекращении действия деформирующей силы возвращаются в исходное положение практически мгновенно, в других случаях – с большой задержкой времени. Деформации, мгновенно исчезающие по прекращению действия внешних сил, обозначим как ε_0 . Упругие деформации, высвобождение которых затянуто во времени, мы будем называть за*держанными* или *фиксированными деформациями*, обозначая как ε_{Φ} . В общем случае $\varepsilon = \varepsilon_0 + \varepsilon_{\Phi}$.

В «силовой» форме мгновенным деформациям ε_0 соответствуют *мгновенные* (или *гу-ковские*) напряжения σ_0 , в «энергетической» форме – упругая энергия, плотность которой далее будем обозначать как u_0 . Напряжения, соответствующие фиксированным деформациям, будем далее называть латентными напряжениями (σ_{Φ}), а соответствующую им упругую энергию – латентной энергией, обозначая её плотность как u_{Φ} .

В континуальной механике принимают во внимание частный случай, при котором $\varepsilon = \varepsilon_0$, $\varepsilon_{\Phi} = 0$, соответственно $\sigma = \sigma_0$, $\sigma_{\Phi} = 0$ и $u = u_0$, $u_{\Phi} = 0$. Предмет рассмотрения физической энергомеханики – другой частный случай, при котором $\varepsilon = \varepsilon_{\Phi}$, $\varepsilon_0 = 0$, соответственно $\sigma = \sigma_{\Phi}$, $\sigma_0 = 0$, и $u = u_{\Phi}$ и $u_0 = 0$.

В МДТТ, таким образом, чётко различимы две ветви, которые представляют собой не различные способы описания явлений одного и того же множества объектов, а по существу описывают качественно разные множества объектов. Эти ветви обособлены как на уровне их определения, так и в отношении областей их применения. Одна ветвь – «континуальная» или «классическая» механика, имеющая статус парадигмы, ориентирована на описание сред в их энергетически пассивном состоянии. Другая ветвь, которую мы определили как «физическая энергомеханика», ориентирована на описание сред в их энергетически активном состоянии. Эта ветвь в качестве легитимного научного направления пока не оформилась.

Фрагментация. В статье затронута одна из форм механического поведения энергетически активных систем, имеющая широчайшее распространение и в окружающей повседневности, и в геологической натуре, - их фрагментация. Процесс фрагментации состоит в развитии систем трещин, расчленяющих субстрат системы на множество отдельных фрагментов.

Наглядные примеры из повседневности - трещины в пересыхающей почве, в старых асфальтовых покрытиях, в масляной краске старинных картин. Во всех таких случаях наблюдается прогрессирующее во времени расчленение материала на фрагменты, его дробление, дезинтеграция, притом не за счет каких либо возрастающих во времени силовых нагрузок, приложенных извне. Материал рвут на части силы, которые с течением времени возникают за счет тех или иных физико-химических процессов, протекающих непосредственно в материале.

Иногда в качестве причины, провоцирующей такого рода разрушение, называют остаточные напряжения. Этот крайне неудачный термин заимствован из технологической практики более ста лет назад. В него изначально вкладывался тот смысл, что в изделии остаются напряжения, которые возникли в нём в процессе его изготовления. Далее эти напряжения, по сложившимся представлениям, со временем *релаксируют*, - постепенно убывают, примерно по экспоненциальной зависимости.

Однако в приведенных примерах внутренние силы, ведущие к фрагментации материала, со временем не только не убывают, а, наоборот, возникают и постепенно возрастают, притом до критических, предельных, разрушающих значений. В моменте завершившегося генезиса данной твердотельной системы они могут отсутствовать.

Несоответствие названия «остаточные напряжения» смыслу явлений, в отношении которых его пытаются употреблять, породило неудовлетворенность этим термином. Она выразилась в том, что для обозначения одной и той же физической сущности в литературе предложено не менее двух десятков разных наименований. А на примере строительства Вавилонской башни мы знаем, что из такого терминологического разнобоя получается. Примерно то же в этой области знания сейчас и происходит. Однако материал, накопленный под рубрикой «остаточные напряжения», богат, разнообразен, огромен. Творческое переосмысление этого материала в рамках представления об энергетической активности способно придать мощный импульс его дальнейшему развитию.

Выскажем принципиально важное утверждение: особенности разрушения системы, прежде всего, определяются видом её энергоснабжения. Опорный образ – энергоснабжение электрических сетей, в котором различимы три основные схемы: с последовательным, параллельным и автономным энергоснабжением.

Пример последовательного энергоснабжения механической системы – испытание образцов на одноосное растяжение. В этом случае образец можно представить как совокупность последовательно соединенных сечений. Усилие передается последовательно от одного сечения образца другому, подобно тому, как осуществляется передача усилия звеньями натянутой цепи. Именно опыты такого рода послужили экспериментальными прототипами ряда основных теорий прочности.

Пример разрушения твердотельных систем при параллельном энергоснабжении – двухслойные модели. Морфология, кинетика и статистики трещин фрагментации двухслойных систем были детально исследованы под руководством А. Н. Ромашова, на созданных им различных модификациях *двухслойных моделей*. Принцип их устройства прост: на лист вакуумной резины заливается расплав модельного материала (парафин, канифоль). Застывая, верхний слой прочно сцепляется с резиновой подложкой, которая далее растягивается с помощью домкратов. Энергия подаётся в каждую элементарную площадку поверхности контакта слоёв независимо от остальных площадок. Подложка в этом случае играет роль общей питающей магистрали. Такой способ передачи энергии модельному материалу даёт принципиально другую картину разрушения, соответствующую сценарию фрагментации.

Автономному энергоснабжению соответствует случай энергетической активности материала, когда каждый из мысленно выделенных элементарных объемов субстрата располагает собственным ресурсом латентной энергии.

Тип структур, образующихся в системах с параллельным и автономным энергоснабжением в принципе идентичен. Образующиеся в этом случае системы трещин по своей морфологии, статистикам и кинетике образования однотипны. Они могут рассматриваться как частные случаи – двумерный и трехмерный – систем с *независимым энергоснабжением* их элементов.

Принцип устройства систем в примерах, взятых из обыденности, – та же «двухслойность». Напряжения, влекущие за собой появление трещин в верхнем слое, возникают из-за несоразмерных изменений площадей контактирующих поверхностей. Анализ показал, что тем же закономерностям подчиняются системы трещин, широчайше распространенные в геологической натуре, такие, как трещины блоковой делимости и планетарной трещиноватости; диаклазы; «пластинчатые» текстуры, грубо параллельные топографическим поверхностям и контурам горных выработок. Более того. Нами

было получено, что объемному случаю сценария фрагментации следуют особенности пространственного распределения как природной, так и техногенной сейсмичности.

Прогрессирующее разрушение. В построениях континуальной механики механическое поведение деформируемого тела полностью осуществляется за счет энергии, поступающей извне. В случае энергетически активного физического тела оно осуществляется за счет латентной энергии, содержащейся непосредственно в его субстрате, и по этой причине принимает самоподдерживающийся характер. Существует достаточно развитые теоретические представления о механизме образования регулярных сеток трещин, расчленяющих энергетически активный материал на фрагменты, – аппарат, в основании которого лежит анализ *порогово-потенциальных функций*. В общих чертах сущность процесса их образования – в предложенных здесь понятиях – сводится к следующему.

Физическое тело, даже с очень высоким уровнем его энергетической активности, может находиться в метастабильном состоянии, – подобно тому, как в таком состоянии может находиться пересыщенный соляной раствор. Чтобы вывести его из видимости стабильного состояния и спровоцировать процесс необратимого, самопроизвольного перехода к равновесию, достаточно незначительного внешнего воздействия – «пускового импульса». Процесс, начавшись в очаге первичного импульса, необратимо, по *схеме заражения*, начинает распространяться на весь объем энергетически активного материала. Еще один образ – распространение лесного пожара, причиной которого может стать горящая спичка, с поправкой лишь на то, что развитие трещиноватости от её первичного очага в геологической среде происходит в масштабе длительности тектонических процессов. В процессе развития трещиноватости различимы две его составляющие: во-первых, экспансия трещиноватости от первичного очага на всё более общирную окрестность, во-вторых, дальнейшая дезинтеграция образовавшихся первичных фрагментов на всё более и более мелкие вторичные фрагменты. Картина того, как это происходит, рассмотрена в рамках *модели зонной релаксации*.

Лимит на объем статьи был бы достаточен, если бы речь шла о каком-либо результате, полученном в рамках хорошо известных общепринятых представлений. Однако изложить в ней уже одну экспозицию перспектив, которые открывает во взгляде на тектонические процессы, происходящие в геологической среде, с позиции представления о её энергетической активности, с должной детальностью невозможно. Свою задачу автор видел лишь в том, чтобы дать общее представление о сути такого взгляда. Различные аспекты затронутой темы освещены в нескольких десятках статей, написанных автором как единолично, так и в соавторстве с другими исследователями. Перечень работ этой направленности приведен в обзорной книге автора «Энергонасыщенность геологической среды» [1]. В «Приложении» к этой книге также опубликованы тезисы к обоснованию физической энергомеханики. Из более поздних публикаций для ознакомления с затронутой тематикой могут быть рекомендованы работы [2-4].

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Пономарёв В. С. Энергонасыщенность геологической среды. М. : Наука, 2008. 379 с.
- 2. Пономарёв В. С. Проблемы изучения энергетически активной геологической среды // Геотектоника. 2011. № 2. С. 66-75.
- 3. Пономарёв В. С. Этапы и пути развития геомеханики в X1X-XX вв. // История наук о Земле. М. : ИИЕиТ, 2011. № 4. С. 238-247.
- 4. Пономарёв В. С. Демон землетрясений // Знание сила. 2011. № 10. С. 55-62.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ГЛУБИННЫХ МОРФОСТРУКТУРНЫХ ПАРАМЕТРОВ ТЕКТОНИЧЕСКИХ РАЗЛОМОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ НЕКОТОРЫХ РЕГИОНОВ ПРИМЫКАЮЩИХ К ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЕ ПО КОМПЛЕКСУ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

А. Л. Харитонов

Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н. В. Пушкова РАН, г. Москва, Россия

Введение. Изучение региональных морфоструктурных и физических параметров неоднородностей глубинного строения земной коры регионов Западно-Сибирской и Туранской плит, примыкающих к Восточно-Европейской платформе, может помочь выделять зоны приповерхностных зон накопления углеводородов (УВ). Поэтому без использования региональных многоуровневых аэромагнитных методов, выполненных в комплексе с другими геофизическими методами достаточно дорого и сложно проводить поиски новых месторождений нефти и газа в труднодоступных регионах, примыкающих к Восточно-Европейской платформе. Поэтому в данной работе рассматриваются результаты интерпретации региональных многоуровневых аэромагнитных данных. В ряде опубликованных в последнее время работ [6] показано, что для выделения слабоконтрастных магнитных объектов в земной коре могут быть использованы многоуровневые наблюдения потенциальных полей (например, аэромагнитного), что несколько расширяет возможности геофизической интерпретации. Были проанализированы данные по профилю «Битум» из серии региональных профилей многоуровневых аэромагнитных и других геофизических измерений (гравиразведка, сейсморазведка) в Среднеазиатском и Западно-Сибирском регионах [5]. Профиль «Битум» протяженностью около 4100 километров пересекает с юго-запада на северо-восток несколько крупных тектонических зон (Туранская, Южно-Уральская, Западно-Сибирская). Этот профиль пересекает в пределах этих регионов ряд разновозрастных тектонических элементов различных геологических формаций (геосинклинальной, континентальной, субокеанической), которые по разному отражаются в пространственной структуре аномального магнитного поля и результатах его физико-математической обработки и интерпретации. Для анализа многоуровневых аэромагнитных модульных измерений по профилю «Битум» были разработаны специальные методы решения прямых и обратных задач [4, 7, 11]. Этот метод, может быть применен при наличии данных конечных разностей поля, отнесенных к длине вертикально ориентированной базы датчиков поля [10-11] или к расстоянию по высоте между уровнями наблюдений [7-8]. Данный метод, основанный на формуле из [7], позволяет оценить глубины верхних кромок намагниченных геологических объектов, если предположительно известна форма элементарного намагниченного тела. Точность его глубинных определений зависит от многих факторов и может колебаться в определенных пределах, примерно от 5 % до 20 %. В частности, на точность определений месторасположения наиболее глубоких магнитных неоднородностей может влиять повышенная или пониженная температура в глубинах земной коры, которая в некоторых случаях может превышать значения температуры Кюри, при которой пропадает остаточная намагниченность ферромагнитных фракций распределенных в горных породах.

Геомагнитный разрез вдоль южной части профиля «Битум», составленный на основе полученных автором результатов решения обратной задачи с использованием формулы из [7] по многоуровневым измерениям аномального магнитного поля и его сравнение с материалами сейсморазведочных и некоторых других геолого-геофизических исследований приведено на рис. 1 и рис. 2-3.



Рис. 1. а – кривая измеренных значений магнитного поля; б – глубинный геомагнитный разрез земной коры вдоль южной части регионального аэромагнитного профиля «Битум»



Рис. 2. Глубинный плотностной разрез земной коры вдоль южной части регионального геофизического профиля «Битум» по данным гравитационного поля [10]: а) значения гравитационного поля в редукции Буге; б) 1 – измеренные значения гравитационного поля, 2 – рассчитанные значения гравитационного поля в результате решения прямой задачи; 3 – значения избыточной плотности на границе разных слоев земной коры; 4, 5 – значения плотности разных слоев земной коры; 6 – рассчитанные границы слоя верхней мантии; 7 – рассчитанные границы так называемого «базальтового» слоя земной коры; 8 – рассчитанные границы так называемого «гранитного» слоя земной коры; 9 – рассчитанные границы так называемого «шельфового переходного» слоя субокеанической коры Южного Каспия; 10 – изображение границы земной поверхности; 11 – рассчитанные границы так называемого «осадочного» слоя земной коры; 12 – схематическое изображение рассчитанных зон субвертикальных сейсмо-тектонических разломов земной коры; 13 – зона разрыва двух частей плотностного разреза по южной части регионального геофизического профиля I-VI – номера, обозначающие названия поселений, расположенных вдоль профиля



Рис. 3. Разрез земной коры по данным глубинного сейсмического зондирования [2] вдоль южной части регионального геофизического профиля «Битум»: например, Vг = 6,6-6,7 – значения граничных скоростей продольных сейсмических волн в разных слоях земной коры; схематическое изображение рассчитанных зон субвертикальных тектонических разломов земной коры аналогичное изображению № 12 в подрисуночных подписях на рис. 2; I-VI – номера, обозначающие названия поселений, расположенных вдоль профиля

Построенный геомагнитный разрез по профилю «Битум» показывает, что магнитные свойства горных пород позволяют выделить по имеющимся данным одну достаточно четкую глубинную границу, по нашему мнению, соответствующую положению сейсмической границы Форша примерно на глубине 10 км. Результаты определений месторасположения зон глубинных тектонических разломов и их глубины проникновения в земную кору и даже мантию показаны на рис. 1. В начальной части геомагнитного разреза, начиная от 130-го до 530-го пикета профиля, можно видеть, что наблюдаются как минимум пять зон достаточно глубоких четко выделенных тектонических разломов на 130-150, 230-270, 330-340, 410-440, 470-500 пикетах данного профиля. Наиболее глубокие зоны тектонических разломов, достигающие глубин от тридцати до пятидесяти километров, выделяются на 230-270, 410-440 и 470-500 пикетах профиля. К сожалению, разработанный метод пока не позволяет проследить наклон тектонических разломов в зависимости от глубины их проникновения в земную кору. Поэтому на геомагнитном разрезе наклон всех разломов не учитывается и поэтому истинная глубина проникновения наклонных тектонических разломов в земную кору может несколько отличаться от рассчитанной. Для корректировки глубины проникновения разломов в земную кору авторы сравнили свои данные с данными других геофизических методов: гравиразведки и сейсморазведки.

Результаты комплексных геофизических исследований. На рис. 1-2 не всегда можно видеть совпадение расположения однотипных глубинных границ слоев земной коры по результатам геофизической интерпретации, выполненной разными авторами. Однако по данным разреза глубинного сейсмического зондирования, приведенном на рис. 3 и плотностного разреза, приведенного на рис. 2 и магнитного разреза, приведенного на рис. 1 можно видеть на всех разрезах совпадающий по месторасположению глубинный тектонический разлом земной коры, в районе 440-го пикета данного профиля, прорывающий границы Мохоровичича, уходящий своими корнями в верхнюю мантию. Комплекс сейсморазведочных, гравиразведочных и аэромагнитных данных позволяет говорить о надежности выделения этого глубинного тектонического разлома в районе 440 пикета данного профиля. Наличие глубинных мантийных корней этого тектонического разлома дает возможность предпожить, что зона поднятий, окружающих этот глубинный разлом (от 300-го до 440-го пикета), может быть перспективной на формирование месторождений глубинных углеводородов, если в

окрестностях разломной зоны имеются пористые породы и прослои пород, которые могут служить «покрышками», препятствующими дегазации глубинных углеводородов в атмосферу. Аналогичную зону, перспективную для поисков глубинных углеводородов, можно выделить по всему комплексу геофизических данных, в районе поднятий от 150-го до 300-го пикета данного профиля, где также по данным сейсморазведки (рис. 3) наблюдается разрыв тектоническими разломами границы Мохоровичича и сгущение сквозных глубинных разломов через границу Мохо по данным гравиразведки (рис. 2) и зоны глубинного разлома свыше 50 км по данным аэромагниторазведки (рис. 1). Разрывы сейсмических границ в верхней части сейсмического разреза этой зоны данного профиля (рис. 3) также могут свидетельствовать о наличии сквозных глубинных тектонических разломов, выделенных гравиразведкой. Сведения о морфологии границ трех основных физических слоев земной коры (осадочного, «гранитного», «базальтового») и региональных вариациях скорости поперечных волн, вещественного состава фундамента земной коры вдоль южной части рассматриваемого профиля были получены путем совместной интерпретации материалов многоуровневой аэромагнитной сьемки, сейсморазведочных и гравиразведочных данных. При этом оказалось, что региональная пространственная структура и амплитуда магнитного поля определяются, в основном, тремя факторами: рельефом поверхности магнитоактивного комплекса промежуточного структурного этажа земной коры; вариациями намагниченности горных пород всех слоев земной коры, отражающими в основном вариации вещественного состава раздробленных, перемешанных и деформированных пород в разломных тектонических структурах и вокруг их; частично вариациями намагниченности других более глубоких границ геологогеофизического разреза (например, кровли «базальтового» слоя Конрада-2. То есть, можно определенно сказать, что применяемый метод решения обратной задачи позволяет очень четко определять местоположение на профиле и глубину разломных тектонических структур (рис. 1). Причем хорошо видно при сравнении с сейсмическим разрезом по данным ГСЗ (КМПВ), что глубина большинства разломов совпадает с глубиной сейсмической границы (рис. 3). Можно сказать, что трассирование месторасположения и глубины тектонических разломов разреза фиксируется даже несколько лучше, чем на сейсморазведочном разрезе, где месторасположение этих разломов только намечено в верхних горизонтах сейсмического разреза. Для определения сложного рельефа поверхности магнитоактивных границ земной коры (фундамента консолидированной коры, Конрада-1), разбитой разломными структурами, и вариаций вертикальной мощности магнитоактивных слоев использовалась компьютерная методика, аналогичная изложенному в [7]. На опубликованной карте разломных структур территории СССР [1] наблюдается некоторое несоответствие глубинных характеристик этих разломных структур с результатами проведенных исследований по многоуровенным аэромагнитным и сейсмическим данным вдоль регионального профиля «Битум». Это может свидетельствовать о необходимости уточнения существующих карт тектонических разломов с помощью новых более совершенных и комплексных методов геофизической интерпретации. Другое направление региональных геофизических исследований связано с использованием сейсморазведочных данных. Результаты анализа сейсморазведочных данных [2] вдоль южной части регионального профиля «Битум» представлены на рис. 3. Полученные данные по результатам анализа сейсморазведочного разреза вдоль южной части профиля «Битум» показывают, что методом ГСЗ выявляются все основные физические границы земной коры.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Ананьева Е. М., Беляев И. В., Головин И. В. и др. Схема зон глубинных разломов территории СССР, масштаб 1:10 000 000 // ВСЕГЕИ. – 1977.
- 2. Вольвовский И. С., Вольвовский Б. С. Разрезы земной коры территории СССР по данным глубинного сейсмического зондирования // Советское радио. – 1975. – 264 с.
- 3. *Исследование* региональных магнитных аномалий платформ. Киев : Наукова Думка, 1984. 220 с.

- 4. Инструкция по магниторазведке. М. : Недра, 1981. 363 с.
- 5. *Козловский Е. А.* Перспективы комплексного изучения недр Земли на период до 2000 года // Советская геология. 1986. № 2. С. 3-13.
- 6. *Петров А. В., Никитин А. А.* Классификация комплексных геополей на однородные области // Геология и разведка. Изв. ВУЗов. 1990. № 3. С. 37-42.
- 7. Пронин В. П., Харитонов А. Л. Использование результатов разновысотных статистических характеристик аномального магнитного поля для оценки мощности магнитоактивного слоя земной коры. Препринт ИЗМИРАН. – 1991. – № 11(958).
- 8. Серкеров С. А., Цветков Ю. П., Харитонов А. Л. Применение метода взаимных корреляционных функций для интерпретации данных градиентных магнитных съемок // Геомагнетизм и аэрономия. – 1995. – № 6. – С. 172-176.
- 9. *Щукин Ю. К., Краснопевцева Г. В., Фирсова Д. Б.* Исследование земной коры и верхней мантии сейсмоопасных зон территории СССР. М. : Наука, 1984. 150 с.
- 10. Цветков Ю. П., Белкин В. А., Канониди Х. Д., Харитонов А. Л. Физико-геологическая интерпретация аномального магнитного поля, измеренного в стратосфере // Физика Земли. 1995. № 4. С. 54-57.
- 11. Цветков Ю. П., Ротанова Н. М., Ораевский В. Н., Харитонов А. Л., Одинцов С. Д. Аномальное геомагнитное поле по градиентным измерениям на стратосферных высотах // Геомагнетизм и аэрономия. 1996. № 1. С. 136-142.
- 12. *Bouguer* gravity map of Asia (Eurasia), масштаб 1: 10 000 000 // NASA. 1985.

УДК 553.3/.4.04:528.8(571.63)

О ПЕРСПЕКТИВАХ ПОВЫШЕНИЯ ЭФФЕКТИВНОСТИ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ЗЕМЛИ С ПОМОЩЬЮ МОДЕЛИРОВАНИЯ ФЛЮИДНЫХ ПАЛЕОСИСТЕМ (НА ПРИМЕРЕ СИХОТЭ-АЛИНЯ)

С. Л. Шевырёв, М. Ж. Шевырева

Инженерная школа ДВФУ, Дальневосточный геологический институт Дальневосточного отделения РАН, г. Владивосток, Россия

В последние годы наблюдается заметное снижение интереса к средствам дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) как к источнику информации о глубинном строении территорий и размещении месторождений полезных ископаемых.

На наш взгляд, главное причиной этого служит низкая результативность средств ДЗЗ, обусловленная значительной долей интуиции в итоговой геологической интерпретации.

Повышение достоверности дистанционного прогноза в перспективе возможно применением имитационных компьютерных моделей для создания карт инфраструктуры палеогидротермальных систем. Примером реализации такого подхода является интеграция в методики обработки данных ДЗЗ имитационной визуальной модели решетки Больцмана (Lattice Boltzmann Model (LMB)).

В нашей работе множество нарушений земной поверхности, выделяемых по космофотоснимкам (КФС), рассматривается в виде разломов различной природы и возраста, как сопряженных с процессами рудообразования (служащих инфраструктурой магмам или рудоносным гидротермальным растворам), так и не сопряженных (более ранних или поздних наложенных). В результате имитационного моделирования флюидных палеосистем выявляются закономерности расположения известных рудных объектов и участки предполагаемого рудонакопления.

В результате приложения этой модели к инфраструктуре древней флюидной системы (палеосистемы), выделенной по космическим данным трещинной инфраструктуры Нижнета-

ежного рудного узла (НТРУ) Приморья установлены зоны вероятной интенсивной миграции флюидов, связанных с тектономагматическими поднятиями. Качество прогноза заверяется положением известных рудных тел и потенциальных продуктивных зон флангов месторождения.

В качестве территории исследования выступил юго-восток Приморского края. Согласно современным представлениям [1-2] в его геологическом строении участвуют юрскомеловые тектоно-седиментационные комплексы Сихотэ-Алинского орогенного пояса (САОП), несогласно перекрытые чехлом из мел-палеогеновых эффузивно-пирокластических накоплений Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса (ВСАВПП). Терригенное основание последнего формировалось под влиянием процессов субдукции и скольжения в мегазоне взаимодействия Тихоокеанской и Евразийской литосферных плит.

В объеме САОП выделяют (с запада на восток) несколько разнотипных и разновозрастных террейнов [3]: аккреционный Самаркинский (юра), турбидитовый Журавлевский (юра-ранний мел), аккреционный Таухинский (неоком) и островодужный Кемский (барремальб).

В стратифицированных образованиях САОП на территории исследования выделяют два структурных этажа. Нижний терригенный, триас-нижнемеловой, смят в крутые складки северо-восточного простирания, верхний – вулканогенный включает эффузивно-пирокластические накопления верхнего мела и палеогена.

Полигон исследований, Нижнетаежный рудный узел (НТРУ), площадью до 500 км², расположен в Прибрежной зоне ВСАВПП, на территории Кемского террейна (бассейн р. Таежной, примерно в 25 км от побережья Японского моря).

Гидродинамическое исследование структуры гидротермальной палеосистемы НТРУ проводилось с помощью клеточного автомата LBM, предложенного [4]. Использовалась модель решетки D2Q9 (2-мерное пространство, 9 возможных направлений векторов скорости в узле решетки). Автомат использует для работы дискретное уравнение Больцмана, приведенное к виду:

$$f_a\left(x+e_a\Delta t,t+\Delta t\right) = f_a(x,t) - \frac{\left[f_a(x,t) - f_a^{eq}(x,t)\right]}{\tau}$$

где e_a – микроскопическая скорость (скорость по отдельным направлениям), Δt – шаг времени, f_a – масса частиц, перемещаемая из одного узла модели в другой, f_a^{eq} – плотность распределения частиц жидкости, зависящая от макроскопических массы и скорости в данном узле, x – рассматриваемый узел, τ – время релаксации. Работа модели разделяется на два повторяющихся шага: $f_a(x + e_a\Delta t, t + \Delta t) = f_a(x,t)$ шаг течения (streaming step) $(f_a(x,t) - f_a^{eq}(x,t))/\tau$ шаг столкновения (collision step). Данная модель применима для моделирования течения несжимаемых жидкостей с малыми значениями числа Рейнольдса (Re << 1). Результат работы модели – течение жидкости в пористой (трещиноватой среде).

Применение интегрированной методики анализа для территории исследования позволило создать скелетизированное изображение препарированного денудаций рисунка макротрещин, использованное для имитационного гидродинамического моделирования. В результате работы модели LBM получены структуры протекания относительно центров кольцевой структуры – изометрической слабоконтрастной космофотоаномалии Малиновского массива гранодиоритов HTPУ (рис. 1).

Экспериментальное создание структур протекания отражает возможные пути латерального перемещения флюидов, мигрирующих от вулканоплутонических структур. Анализ этих путей демонстрирует нахождение обнаруженных и разведанных рудных тел в пределах проницаемых кластеров. Существенно большее количество рудных тел на юго-западе и северо-востоке НТРУ может быть объяснено более интенсивным движением флюидов в этом направлении, а равно более разветвленной перколяционной инфраструктурой (рис. 1).



Рис. 1. Структуры протекания Нижнетаежного рудного узла по результатам моделирования. Обозначения: 1 – (а-в – кольцевые структуры, классы выраженности, а (наименее выраженные) – в (наиболее выраженные)); 2 – рудные тела (а) разведанные, (б) обнаруженное в ходе полевых работ 2014 года прогнозируемое; 3 – рудные районы НТРУ; 4 – результат применения модели LBM (а – проницаемые кластеры; 6 – непроницаемые). Буквы в кружках: Ш – Шандуйская и Н – Носыревская кальдеры; М – Малиновский массив

Результаты исследования позволяют констатировать достаточную эффективность и формализуемость предлагаемой методики комплексного исследования. Установлены предполагаемые пути миграции вещества, совпадающие в большинстве случаев с действительным местоположением рудных тел. Направление осевых зон проницаемых кластеров, соответствует основному направлению тектонических структур ВСАВПП – северо-восточному и ортогональному ему северо-западному направлению зон растяжения.

С наращиванием объемов исследованного фактического материала и получением положительного опыта, описанная методика может быть рекомендована для прогнозирования гидротермальных месторождений вулканоплутонических поясов.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Геодинамика*, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. А. И. Ханчука. Владивосток : Дальнаука, 2006. Т. 1/2. 982 с.
- 2. Ханчук А. И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России / Рудные месторождения континентальных окраин. – Владивосток : Дальнаука, 2000. – Вып. 1. – С. 5-34.
- Геология и полезные ископаемые Приморского края / А. И. Ханчук, В. В. Раткин, М. Д. Рязанцева, В. В. Голозубов, Н. Г. Гонохова] – Владивосток : Дальнаука, 1995. – 66 с.
- 4. *Sukop, M. C.* Lattice Boltzmann Modeling. An Introduction for Geoscientists and Engineers / M. C. Sukop, D. T. Thorne // Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 2006, 2007. 177 p.

СОДЕРЖАНИЕ

ВМЕСТО ПРЕДИСЛОВИЯ	3
О ЮРИИ КОНСТАНТИНОВИЧЕ ЩУКИНЕ <i>Силкина Т.Б.</i>	5
<i>Маловичко А.А., Старовойт О.Е., Чернышов Н.М., Надежка Л.И.</i> 20 лет сейсмоло- гическим наблюдениям на территории Воронежского кристаллического массива	13
Абдуллаев А.У. Физико-математические модели формирования гидрогеохимических аномалий землетрясений в флюидном режиме и их мониторинг на основе аддитивного комплексного параметра	18
Абдуллаев А.У., Тукешова Г.Е., Жунисбеков Т.С., Весёлкина И.А., Суслова Т.П., Сек- сенбаева И.Х., Мухамадиев А.О., Кобланов Ж.Б. Геохимическое зондирование разло- мов методом профильных измерений почвенного радона на примере территории г. Алматы (Казахстан)	21
Абдуллаев А.У., Турабаева Ж.Т., Тукешова Г.Е. Гидрогеодинамические аномалий Сарыжазского землетрясения 20.01.2013 г. в юго-восточном Казахстане	25
Адилов З.А., Ашурбеков З.И., Исаев М.А., Павличенко И.Н. Отношение скоростей продольных и поперечных волн в роли кинематического предвестника землетрясения	30
Адушкин В.В. О причине возникновения Бачатского техногенно-тектонического землетрясения 18 июня 2013 года в Кузбассе	34
Аптикаев С.Ф., Аптикаева О.И. Сейсмические колебания на территории Восточно- Европейской платформы при глубокофокусных Вранчских землетрясениях	35
Аптикаева О.И. Вариации сейсмичности вблизи очаговой зоны Чуйского землетрясения по данным сетей временных сейсмических станций	40
Аптикаева О.И. Поле поглощения поперечных волн и сейсмичность в сейсмогенной зоне Тувинских землетрясений 2011-2012 гг.	46
Аракелян Ф.О., Недядько В.В., Лаврик Е.В., Ракитов В.А. Сейсмический мониторинг на Кольском полигоне с использованием локальной сейсмологической сети	51
<i>Аронова Т.И., Сероглазов Р.Р., Аронов В.А.</i> Сейсмологический мониторинг площадки строительства Белорусской АЭС	55
Архипова Е.В., Анисимова О.М., Жигалин А.Д., Гусева И.С. Сейсмичность как индикатор системного геодинамического взаимодействия тектонических структур литосферы	59
Асманов О.А., Даниялов М.Г., Магомедов Х.Д., Адилов З.А. Мехельтинское землетрясение 13 мая 2016 г.	63
<i>Аузин А.А., Зацепин С.А.</i> Геофизическое обследование инженерных сооружений с целью определения их устойчивости к внешним воздействиям	67
<i>Балуев А.С., Терехов Е.Н.</i> Неотектонические дислокации зоны сочленения Восточно- Европейского кратона и Западно-Арктической платформы	70
Баранов А.А., Григорян А.Г. Сейсмический мониторинг в районе Нововоронежской АЭС	75
<i>Бекмамбетова Л.Ю.</i> Алуштинское землетрясение 13 мая 2016 года	78
<i>Боброва Е.М.</i> Геохимические особенности высокомагнезиальных вулканитов Курского блока Сарматии и геодинамический режим их формирования	80

<i>Бочаров В.Л.</i> Минерагения щелочно-ультраосновного магматизма юго-западной части Воронежского кристаллического массива	82
<i>Брянцева Г.В., Лубнина Н.В., Косевич Н.И.</i> Анализ новейших структур юго-западного склона Московской синеклизы	85
<i>Бугаев Е.Г., Кишкина С.Б.</i> Проблемы оценки сейсмической опасности слабоактивной платформенной территории (на примере Воронежского кристаллического массива)	89
<i>Бурмин В.Ю., Шумлянская Л.А.</i> Пространственное распределение очагов землетрясений Крымско-Черноморского региона	92
<i>Бышина С.М., Трегуб А.И.</i> Вертикальные тектонические движения голоцена на юговостоке КМА	96
Войтова А.С. Об особенностях пространственного распределения землетрясений в Сочи-Краснополянском районе за период 2013-2016 гг.	98
Вольфман Ю.М., Фарфуляк Л.В. Результаты идентификации и структурно- кинематиче- ской параметризации зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и крымского сегмента Скифской плиты (по данным скоростной модели профиля ГСЗ DOBRE-5)	102
Вольфман Ю.М., Колесникова Е.Я. Надвиговые структуры гетерогенного основания крымского сегмента Скифской плиты (по результатам интерпретации скоростной модели профиля ГСЗ DOBRE-5)	107
<i>Габсатарова И.П.</i> Исследование сейсмических дискриминантов по материалам подземных ядерных взрывов в Северной Корее в 2006-2016 гг	112
<i>Габсатарова И.П., Никонов А.А., Каменская О.П., Флейфель Л.Д.</i> Реконструкция макросейсмических полей землетрясений северо-западного Кавказа с целью уточнения сейсмической опасности региона	117
<i>Гаврилов С.В., Харитонов А.Л.</i> Глубинное строение и перспективы нефтегазоносности палеосубдукционной зоны на северо-восточной окраине Восточно-Европейской плат- формы	123
Галаганов О.Н., Гусева Т.В., Крупенникова И.С., Мокрова А.Н., Передерин В.П. Современные движения, деформации и сейсмичность земной коры Восточно- Европейской платформы	126
Галин А.Ж., Петров С.А. Инструментальное обеспечение систем сейсмического и геотехничекого мониторинга на примерах реализованных проектов	131
<i>Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И.</i> Зоны конвергенции Восточно-Европейской платформы	135
Годзиковская А.А. Карточный каталог землетрясений России	139
<i>Годзиковская А.А., Прибылова Н.Е.</i> Сейсмические события Восточно-Европейской платформы, Урала и Западной Сибири с древнейших времён	144
<i>Гоев А.Г., Санина И.А., Косарев Г.Л., Ризниченко О.Ю.</i> Построение скоростных разрезов земной коры и верхней мантии в Центральной части Русской платформы с использованием методики функций приёмника по данным малоапертурных сейсмических групп	149
<i>Горбунова</i> Э.М. Экспериментальные исследования при проведении крупномасштабных экспериментов	151
<i>Горожанцев С.В., Левин Ю.Н., Семёнова Е.П., Фокина Т.А.</i> О регистрации сейсмиче- ского сигнала от взрыва 6 января 2016 года на территории КНДР	155
Джанабилова С.О. Вероятностная оценка сейсмической опасности	159

<i>Ельдеева М.С.</i> Корреляция речных террас Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау как основа для сеймотектонических построений	163
Жигалин А.Д., Полетаев А.И. Разломные зоны: геология, геофизика, геоэкология	167
Завьялов А.Д., Гульельми А.В., Зотов О.Д., Лавров И.П. О новых свойствах потока афтершоков сильных землетрясений и их зависимости от магнитуды основного толчка	171
Зуева И.А., Лебедев А.А. Спектры промышленных взрывов на Костомукшском желе- зорудном месторождении по данным станций «Костомукша»	173
Зыков Д.С., Полещук А.В. Проявление взаимодействия геодинамических систем в морфоструктуре Балтийского щита	177
Иванов Н.Ю. Квантовая теория орбитального мобилизма	181
Исаева М.И., Гараева Т.Д., Новрузов З.А., Багирова А.А. Глубинное строение и сдвиго- вые деформации блоков Южного склона Большого Кавказа по палеомагнитным данным	186
<i>Калашник А.А., Кузьмин А.В.</i> Минерагения урана на Украинском щите в тесной связи с глубинным строением и эволюцией литосферы	191
<i>Карагёзова Н.Р., Кадыров А.Г.</i> Фрактальный анализ эпицентрального распределения землетрясений Абшерон-Прибалханской зоны Каспийского моря	196
Карапетян С.С., Мкртчян Г.А., Овсепян Н.В., Хачатрян Э.А. Высокочастотные микросейсмы как определитель инженерно-геологического строения местности	201
<i>Комаринский Е.В.</i> Опыт использования автоматизированной системы сейсмической защиты реакторных установок энергоблоков Курской АЭС	205
<i>Корчин В.А., Буртный П.А., Карнаухова Е.Е.</i> Термобарическое моделирование состава и структуры центральной части Украинского щита	208
Крицкая О.Ю. Попков В.И., Остапенко А.А., Дементьева И.Е., Быхалова О.Н. Лагунная сейсмогравитационная деформация северо-западного Кавказа	213
<i>Кузин А.М.</i> О поисковых признаках алмазоносных трубок взрыва по данным интерпретации сейсмических методов	217
Кузин А.М. Об особенностях глубинного строения алмазоносных территорий	222
<i>Кулакова Н.В., Окунева К.А.</i> Построение трехмерной скоростной модели верхней части разреза	227
<i>Кучма В.Г.</i> Глубинное строение земной коры и эпицентры землетрясений в Днепров- ско-Донецком авлакогене	230
<i>Кушнир А.Н., Бурахович Т.К., Ширков Б.И.</i> Аномалии электропроводности сейсмоактивных регионов юга Восточно-Европейской платформы на территории Украины	231
Литовченко И.Н., Лютикова В.С. Универсальный алгоритм распознавания образов роевых последовательностей землетрясений в современной сейсмичности региона Северного Тянь-Шаня и прилегающих территорий	236
<i>Минасян Д.О.</i> Петромагнитное картирование территории Армении	240
<i>Минц М.В., Глазнев В.Н., Муравина О.М.</i> Комплексная геодинамическая модель докембрийской коры юго-востока Воронежского массива по данным метода отражённых волн, гравиметрии и геотермии	244
<i>Мкртчян Г.А.</i> Сейсмичность территории юго-восточной части Малого Кавказа за период 2005-2015 гг.	248

Морозов А.Н., Ваганова Н.В., Асина В.Э., Михайлова Я.А. Слабая сейсмичность севера Русской плиты: уточнение параметров гипоцентров современных землетрясений.. 252

Надежка Л.И., Пивоваров С.П., Комаринский Е.В., Витковский И.Л., Владимиров С.Н., Сафронич И.Н., Колесников И.М., Савенков А.В. Опыт сейсмического мониториига объектов этомиой энергетики (на примере Нововоронеж-
ской и Курской АЭС)
<i>Насонкин В.А., Боборыкина О.В., Панков Ф.Н.</i> Деформационные наблюдения в Кры- му в 2014 году
<i>Николаев А.В.</i> Проблемы геодинамики и внутреннего строения Земли в свете последних достижений науки
<i>Никонов А.А.</i> Усовершенствования и пробелы в оценке сейсмической опасности Восточно-Европейской платформы и ее окружения на картах ОСР последнего поколения, новые подходы к оценкам сейсмического потенциала и сейсмической опасности
Носкова Н.Н. Землетрясения 3 и 5 июля 2015 года на западе Волго-Уральской антеклизы 271
<i>Орлов Р.А., Золототрубова Э.И., Калинина Э.В.</i> Уникальные геологические образования - погребённые метеоритные кратеры на территории ВКМ
<i>Павленкова Н.И., Кашубин С.Н., Сакулина Т.С., Павленкова Г.А.</i> Структура земной коры Карско-Баренцевского региона
<i>Паламарчук В.К., Глинская Н.В., Бурдакова Е.В.</i> Способы увязки магнитных аномалий при поисках месторождений углеводородов по слабым тектоническим нарушениям
Паламарчук В.К., Глинская Н.В., Бурдакова Е.В., Мищенко О.Н., Шарков В.Д., Локшина В.А., Петров В.В. Картирование слабых тектонических нарушений при поисках месторождений углеводородов
<i>Паламарчук В.К., Глинская Н.В., Мищенко О.Н., Бурдакова Е.В.</i> Роль краткосрочных предвестников для постановки задачи прогноза землетрясений
<i>Пигулевский П.И.</i> Геолого-геофизические особенности тектонического строения Юго-Восточной части Украинского щита
Попков В.И. Один из примеров «живой» тектоники платформ 302
<i>Попков В.И., Попков И.В., Дементьева И.Е.</i> Тектоника и перспективы нефтегазоносности зоны сочленения разновозрастных платформ на акватории Азова
Попова О.Г., Попов М.Г., Аракелян Ф.О., Недядько В.В., Васютинская С.Д. Основные результаты сейсмо-экологического мониторинга сейсмоопасных и особо-опасных объектов
<i>Разиньков Н.Д.</i> Сейсмическое микрорайонирование как обязательный вид изысканий для мегаполисов и особо ответственных объектов
Ракитов В.А., Алексанова Е.Д., Андреев В.С., Артеменко Л.С., Недядько В.В., Лаврик Е.В., Радькова Н.А., Чернышев Ю.Г. Глубинное строение восточной части Алтае-Саянского региона по данным геофизических исследований методами МОВЗ и МТЗ
Рогожин Е.А., Овсюченко А.Н., Горбатиков А.В., Лутиков А.И., Андреева Н.В., Лукашова Р.Н. Тектоническая позиция и сейсмологические проявления землетрясений на Восточно-Европейской платформе в XXI веке

<i>Садыгова Г.Р., Кадиров А.Г.</i> Гравитационная модель глубинного строения Юго- Восточного Кавказа по профилю Самур-Баку	328
<i>Санина И.А., Нестеркина М.А., Константиновская Н.Л.</i> Определение природы сигналов от близкорасположенных источников	331
<i>Саргсян Р.С.</i> Выявление структурно-тектонических связей между кристаллическим фундаментом земной коры и современным рельефом территории Армении	335
<i>Сафронов О.Н., Бушмакина Г.Н.</i> Сейсмотектонические условия и сейсмическая опасность юго-западной оконечности Восточно-Европейской платформы	339
<i>Сафронов О.Н., Бушмакина Г.Н.</i> Взаимосвязь напряжённого состояния земной коры юго-запада Восточно-Европейской платформы с сейсмическим режимом региональных разломных зон	344
<i>Семенов А.Е., Золототрубова Э.И., Надежка Л.И., Ефременко М.А.</i> Геолого- геофизическая характеристика Лискинской сейсмически активной зоны	349
Семенов М.Е., Сафронич И.Н., Никонова М.А. Сингулярно спектральный анализ, как перспективный метод выделения и классификации сейсмических событий	353
Семенюк Н.П., Верховцев В.Г., Студзинская А.О. Гибридная современная геодинамика Ингульского мегаблока Украинского щита	358
<i>Силкин К.Ю., Родина С.Н.</i> О зависимости энергии афтершоков от расстояния до эпи- центра главного события	361
<i>Силкин К.Ю., Родина С.Н.</i> Применение вейвлет-анализа к рядам энергетических характеристик афтершоковых последовательностей	366
Слепых К.С., Голубцова Н.С., Пушкарев П.Ю. Карта суммарной электрической проводимости земной коры Северной Евразии	369
Соколова Е.Ю., Голубцова Н.С., Коснырева М.В., Минц М.В., Пушкарев П.Ю., Таран Я.В., Яковлев А.Г. Глубинное строение Северного Приладожья по магнитотел- лурическим и гравимагнитным данным	371
<i>Спунгин В.Г.</i> Сейсмический шум на локальных участках юго-востока Фенноскандии и его зависимость от метеоусловий	374
Старостенко В.И., Кендзера А.В., Бугаенко И.В., Островной А.Н., Цветкова Т.А. Геодинамическая граница и землетрясения Вранчи	379
<i>Стогний Г.А., Стогний В.В.</i> Тектонические условия сейсмичности Северо-Западного сегмента и южного склона центрального сегмента Большого Кавказа	383
<i>Суханова Т.В., Макарова Н.В., Макеев В.М.</i> Стадийность формирования новейших структур как показатель их возраста, амплитуд и скоростей тектонических движений (на примере Восточно-Европейской платформы и прилежащей части Скифской плиты)	387
<i>Терехов Е.Н.</i> Минерагения и процессы растяжения в раннем докембрии Балтийского щита	391
<i>Трегуб А.И., Лыткин К.А.</i> Поля локальных тектонических напряжений Онежского мегавала по данным морфоструктурного анализа	395
<i>Трофимов В.А.</i> Глубинные сейсмические исследования МОГТ нефтегазоносных территорий: основные результаты и новые задачи	399
<i>Удоратин В.В., Езимова Ю.Е., Магомедова А.Ш.</i> Комплексные исследования разломных зон в пределах Печоро-Колвинского авлакогена	402
Филатова Н.И. Эффект плюмового воздействия на внутренние и краевые части континентов (регионы Арктики и Востока Азии)	
--	
Французова В.И., Данилов К.Б. Сравнение результатов исследования методом микросейсмического зондирования трубок взрыва Архангельской алмазоносной провиншии	
<i>Харитонов А.Л.</i> Результаты использования комплекса аэрокосмических и наземных геофизических данных для изучения глубинных строения сейсмоактивных зон Восточно-Европейской платформы и сопредельных регионов	
<i>Харитонов А.Л.</i> Геолого-геофизический анализ некоторых структур центрального ти- па Восточно-Европейской платформы с учетом данных дешифрирования космических снимков	
Чернышов Н.М. Геодинамика и металлогения платиноидов ВКМ (Центральная Россия) 421	
H_{anu} H_{a	
нахождения благородных металлов в железорудных районах КМА, ресурсы, проблемы освоения	
<i>Чернышова МН</i> Формационно-генетические и структурно-петрологические типы рудоне-	
сущих даек сульфидных платиноидно-медно-никелевых и платиновых месторождений	
Чилингарян А.З., Карапетян К.А., Чилингарян Т.А. Результаты работ методом	
Шаров Н.В., Исанина Э.В., Дрогицкая Г.М. Глубинное строение и геодинамика эндогенных рудных районов Балтийского и Украинского щитов	
Шварев С.В. Особенности формирования и тектоническая обусловленность клиновид- ных деформаций послеледниковых осадков на южном берегу Финского залива	
Шевырёв Л.Т., Черешинский А.В. Минерагенические последствия смены геодинами- ческих обстановок в фанерозое Европейской надплатформы	
Шевырева М.Ж., Хамзикеева М.Ж. Выраженность зон нефтегазонакопления Татарского пролива Японского моря на дистанционной космической основе	
<i>Шумлянская Л.А.</i> Геодинамические особенности Черноморского региона по относительным компонентам вектора смещения	
<i>Юрков А.К., Козлова И.А.</i> Особенности вариаций объёмной активности радона при ре- гистрации последовательных сейсмических событий	
<i>СТАТЬИ, В КОТОРЫХ РАССМАТРИВАЮТСЯ ВОПРОСЫ, БЛИЗКИЕ К</i> <i>ТЕМАТИКЕ КОНФЕРЕНЦИИ</i>	
Абдуллаев А.У. Теоретические основы развития динамической гидрогеохимии	
Воронова Т.А., Муравина О.М. Оценка достоверности локализации объектов при детальном плотностном моделировании	
<i>Карапетян К.А., Чилингарян А.З.</i> Возможности метода погруженного электрода при разведке из горных выработок	
Комлев В.Н. Ядерно-геологический уникум будующего (тема для дискуссии)	
<i>Кочемасов Г.Г.</i> Место Восточно-Европейской платформы в волновой структуре континентального восточного полушария Земли	
$Mantuneo R \Lambda = Panäa M \Lambda = Fuduaa U K Copposition according to the fuduation of the fuduction of the fuduc$	
краткосрочного прогнозирования землетрясений 479	

<i>Овчинникова Т.В.</i> ситуаций с примен	., Смольянинов В. нением бассейнового	М., Куприен подхода	<i>ико П.С</i> . Оценка	чрезвычайных 482
Полетаев А.И., К	узин А.М. Узловые с	труктуры и фл	пюидопроницаемо	сть Земной коры 485
Пономарев В.С.	Разрушение энергети	чески активнь	их твердотельных	систем 489
Харитонов А.Л. тектонических раз Европейской плат	Определение і вломов земной коры форме по комплексу	лубинных некоторых ре геофизически	морфоструктурнь гионов примыкаю х данных	іх параметров щих к Восточно-
Шевырев С.Л.,	Шевырева М.Ж. С) перспекти	вах повышения	эффективности
палеосистем (на п	римере Сихотэ-Алин	я)	шыо моделирова	497