
СОДЕРЖАНИЕ

Номер 6, 2021

О связи активизации вулкана Корякский в 2008–2009 гг. с глубинными магматическими процессами <i>В. О. Михайлов, М. С. Волкова, Е. П. Тимошкина, Н. М. Шапиро, В. Б. Смирнов</i>	3
GPS-кинематика северной части Евразийского континента и ее возможная геодинамическая интерпретация <i>В. И. Шевченко, И. С. Крупенникова, А. А. Лукк</i>	10
Влияние метеорологических условий на тектонические деформации в часовом диапазоне периодов <i>Г. А. Соболев, Н. А. Закржевская, И. Н. Мигунов</i>	20
Глубинная структура и динамика центральной части Балканского полуострова по сейсмическим данным <i>Л. П. Винник, Г. Д. Георгиева, С. И. Орешин, Л. И. Макеева, Д. Н. Драгомиров, В. Д. Бучакчиев, Л. Д. Димитрова</i>	36
Сейсмическая модель зоны сочленения Сибирского кратона и Верхояно-Колымской складчатой системы (опорный профиль 3-ДВ) <i>В. Д. Суворов, Е. А. Мельник</i>	52
Исследование закономерностей миграции землетрясений в регионе Мраморного моря, Турция <i>Хакан Караджа</i>	68
Глубокое карпатское землетрясение 1838 г. <i>Н. Г. Мокрушина, Р. Э. Татевосян, Р. Н. Вакарчук</i>	78
Нанотрещины при разрушении олигоклаза <i>В. И. Веттегрень, А. В. Пономарев, Р. И. Мамалимов, И. П. Щербаков</i>	87
Ультранизкая напряженность геомагнитного поля в девоне по породам Южного Урала <i>В. В. Щербакова, Г. В. Жидков, В. П. Щербаков, И. В. Голованова, К. Н. Данукалов, Р. Ю. Сальманова</i>	93
Свойства термохимической остаточной намагниченности, образованной при медленном лабораторном охлаждении титаномагнетитсодержащих базальтовых образцов от различных температур, и результаты применения к ней методики Телье <i>С. К. Грибов, В. П. Щербаков, В. А. Цельмович, Н. А. Афиногенова</i>	107
О вариациях параметров плазмы ионосферы, наблюдаемых посредством ионозонда и на магнитной станции в диапазоне периодов планетарных волн <i>С. А. Рябова, С. Л. Шалимов</i>	122

ДИСКУССИЯ

О связи землетрясений с геомагнитными бурями <i>А. В. Гульельми, Б. И. Клайн, Н. А. Куражковская</i>	131
---	-----

УДК 550.31

О СВЯЗИ АКТИВИЗАЦИИ ВУЛКАНА КОРЯКСКИЙ В 2008–2009 гг. С ГЛУБИННЫМИ МАГМАТИЧЕСКИМИ ПРОЦЕССАМИ

© 2021 г. В. О. Михайлов^{1,2,*}, М. С. Волкова¹, Е. П. Тимошкина¹,
Н. М. Шапиро^{1,3}, В. Б. Смирнов^{1,2}

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

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

³Институт наук о Земле, Университет Гренобль-Альпы, CNRS (UMR5275), г. Гренобль, Франция

*E-mail: mikh@ifz.ru

Поступила в редакцию 15.03.2021 г.

После доработки 22.03.2021 г.

Принята к публикации 22.03.2021 г.

Последняя активизация вулкана Корякский в 2008–2009 гг. сопровождалась интенсивной фумарольной и сейсмической активностью. Своего максимума вулканическая деятельность достигла в марте–апреле 2009 г., когда пепловый шлейф поднимался на высоту до 5.5 км и простирался на расстояние более 600 км. Актуальным для понимания динамики вулканических процессов и прогноза дальнейшего развития событий является вопрос: извержение было связано с подъемом магмы под вулканическую постройку или вызвано растрескиванием пород фундамента вулкана и проникновением подземных вод в зону высоких температур? Методами спутниковой радарной интерферометрии на основе снимков японского спутника АЛОС-1 впервые определены смещения склонов вулкана Корякский в период его последней активизации. Смещения достигают 25 см и не могут быть объяснены формированием слоя пепловых отложений или склоновыми процессами. Наиболее вероятной причиной смещений следует признать внедрение магматического материала в постройку вулкана с формированием трещины с глубиной нижней кромки 0.5 км над уровнем моря, с размерами по простиранию 1.0 км, по падению 2.4 км, с углом падения от 45 до 60°. Следовательно, происходящие под вулканом процессы могут создавать опасность для расположенных в его окрестности населенных пунктов и объектов инфраструктуры и требуют непрерывного мониторинга.

Ключевые слова: вулкан Корякский, извержение 2008–2009 гг., спутниковая радарная интерферометрия, смещения склонов, внедрение дайки.

DOI: 10.31857/S0002333721060041

ВВЕДЕНИЕ

Корякский стратовулкан расположен в южной части полуострова Камчатка. Это наиболее крупный вулкан в Авачинско-Корякской группе вулканов (АКГВ), расположенных в непосредственной близости от г. Петропавловск-Камчатский – крупнейшего города полуострова. Изучение вулканических и сейсмических процессов, происходящих в районе АКГВ, периодов и причин их активизации, прогноз извержений критически важны для жителей этой наиболее плотно заселенной части полуострова.

Согласно работе [Иванов, 2010], начиная с 19-го века произошло как минимум 15 активизаций вулкана Корякский. При этом три из них, в 1926, 1956–1957 и 2008–2009 гг. были наиболее мощными и сопровождалась выносом больших объемов пара и газов с примесью пепла. Последние извержения начались в ноябре 2008 г., но уже с

марта 2008 г. в районе вулкана стала регистрироваться высокая сейсмическая активность (максимальный энергетический класс $K_{max} = 8$), которая продолжалась и в 2009 г. Столь значительное количество сейсмических событий наблюдалось впервые с ноября 1992 г., когда Камчатский филиал Единой Геофизической службы РАН (КФ ЕГС РАН) начал детальные наблюдения на АКГВ. Фумаролы располагались на западном склоне около вершины вулкана, вдоль трещины, образованной во время извержений 1956–1957 гг. Своего максимума вулканическая деятельность достигла в марте–апреле 2009 г. Видимый шлейф поднимался на высоту до 5.5 км и простирался на расстояния более 600 км [Гирина и др., 2010].

Часть исследователей связывает активизацию вулкана Корякский с процессами в магматическом очаге. Так, автор работы [Иванов, 2010] относит извержение не к фреатическому, а к газово-

му извержению с выносом пепла. Он заключил, что это извержение связано с подъемом магмы и ее внедрением на глубину 10–14 км в примыкающий к вулкану с севера субмеридиональный разлом. Анализ каталогов КФ ЕГС РАН за период 01.2000–02.2013 гг., содержащих более 3000 землетрясений, произошедших в постройкиках и в фундаменте АКГВ показал, что активизация вулкана Корякский в 2008–2009 гг. была вызвана инъекцией магмы из магматических очагов Авачинского и Корякского вулканов [Кирюхин и др., 2017]. Авторы этой работы считают, что подготовка извержения началась с насыщения магмой кóрового очага, кровля которого располагается на глубине 3 км ниже уровня моря. Далее произошла инъекция магмы в субмеридиональную зону, размером 7.5×2.5 км в диапазоне глубин 2–5 км ниже уровня моря в северном секторе вулкана Корякский, которая совпала с наиболее интенсивным периодом вершинного парогазового извержения (02.2009 г.–03.2010 г.). Процесс инъекции магмы сопровождался внедрением даек с углами падения от 34° до 87° . Моделирование инъекции магмы выполнено в работе [Кирюхин и др., 2017] для трещины с параметрами: угол падения 60° , размеры 2×2 км², глубина 4 км ниже уровня моря.

Томографические модели области АКГВ, построенные с использованием каталогов КФ ЕГС РАН за период 01.01 2009–31.12.2018 гг. [Bushenkova et al., 2019] и шумовой сейсмической томографии [Koulakov et al., 2014], показывают присутствие под вулканом Корякский низкоскоростной зоны на глубине ~ 7 км. Эта зона может быть ассоциирована с постоянным магматическим очагом, откуда начался подъем магмы.

Анализ данных тепловизионного исследования пепло-газовых взрывных шлейфов, выполненный в работе [Гордеев, Дрознин, 2010], дает оценку общей массы водяного пара за время извержения (за 100 дней) равную 3×10^5 т, и оценку термальной энергии извержения – в 10^9 МДж. Источник такого количества тепла логично связать с внедрением магмы. Такая энергия может быть получена, например, при кристаллизации магмы объемом 10^6 м³ [Гордеев, Дрознин, 2010].

В то же время авторы работ [Аникин и др., 2011; Максимов и др., 2011], на основе результатов гранулометрического, химического и минералогического анализов пеплов извержения 2008–2009 гг., заключили, что активизация 2008–2009 гг. непосредственно не связана с движением магмы в вулканическом очаге, а вызвана растрескиванием прогретых пород фундамента вулкана и проникновением подземных вод в зону высоких температур. Аналогичный вывод содержится в работе [Гирина и др., 2010]. Вопрос о причинах интен-

сивной сейсмичности в широком диапазоне глубин в этих работах не обсуждается.

Итак, весьма актуальный вопрос состоит в том, с чем связана активизация вулкана и есть ли свидетельства подъема магмы под вулканическую постройку? Решение вопроса важно не только для понимания динамики вулканических процессов, но и для прогноза дальнейшего развития событий и их опасности для населения, инфраструктуры и авиации.

Данные спутниковой радарной интерферометрии впервые позволили определить смещения склонов вулкана Корякский в период 2008–2009 гг. и, тем самым, внести вклад в решение поставленного вопроса. В настоящей работе приведены результаты оценки смещений поверхности вулкана на основе снимков японского спутника АЛОС-1, и интерпретация поля смещений в рамках модели формирования дайки под поверхностью вулкана. В ЗАКЛЮЧЕНИИ дано обсуждение возможных причин активизации вулкана.

ОЦЕНКА СМЕЩЕНИЙ ПОВЕРХНОСТИ ВУЛКАНА КОРЯКСКИЙ МЕТОДАМИ РАДАРНОЙ СПУТНИКОВОЙ ИНТЕРФЕРОМЕТРИИ

Метод оценки смещений по данным спутниковой съемки, выполняемой радаром с синтезированной апертурой (РСА интерферометрия), состоит в следующем. Радар в определенном диапазоне длин волн излучает и принимает отраженный сигнал. Изображение радарного снимка представляет собой матрицу комплексных чисел, содержащих амплитуду и фазу отраженного сигнала. Если имеется два таких снимка из близких точек, то, зная высоту спутника над эллипсоидом, расстояние (базовую линию) между точками съемки и угол падения зондирующего луча, можно найти высоту элемента земной поверхности над эллипсоидом – цифровую модель рельефа (ЦМР). Радарный сигнал, отраженный при повторной съемке от некоторого элемента на поверхности Земли, меняет свою фазу из-за изменения положения радара и из-за возможных пространственных смещений отражающего элемента во времени, поэтому сигнал из двух разных точек съемки приходит с разной фазой. Пиксельное изображение, значениями которого являются разности фаз, и есть дифференциальная интерферограмма. Используя полученную ранее ЦМР, можно определить величину смещения отражающего элемента за время между съемками (см., например, [Дмитриев и др., 2012; Михайлов и др., 2013]).

Съемка ведется спутниками в различных частотных диапазонах. В сложных условиях Камчатского региона для интерферометрической об-

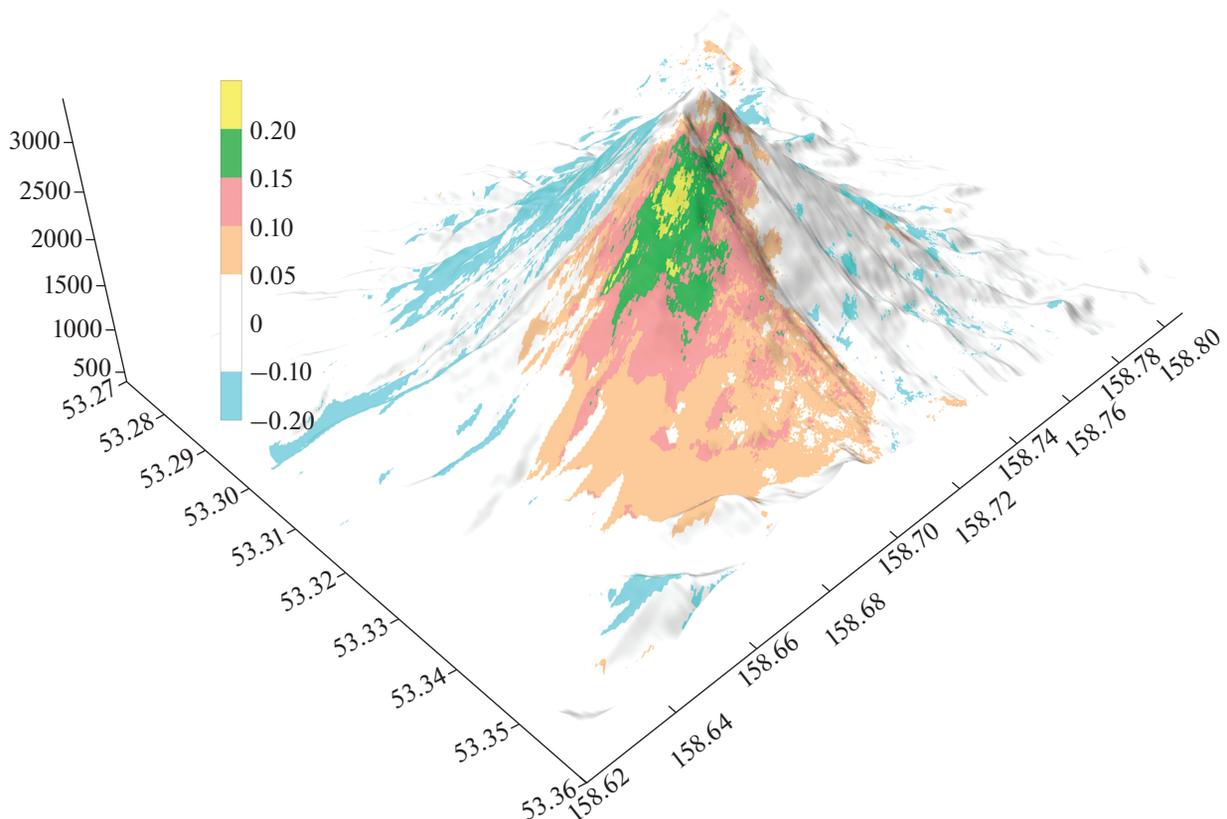


Рис. 1 Смещения (цветовая шкала в метрах), полученные по парной интерферограмме, построенной по снимкам 16.08.2007 г. и 06.10.2009 г. Отрицательные значения – смещения от спутника, положительные – к спутнику. Теневым рельефом построен по ЦМР SRTM. Вертикальная шкала – высоты рельефа в метрах, горизонтальные – координаты в градусах.

работки наиболее пригодны снимки C -диапазона (длина волны $\lambda = 5.6$ см) и особенно L -диапазона ($\lambda = 23.6$ см), поскольку, чем больше λ , тем лучше проникающая способность излучения и, соответственно, меньше сказывается на качестве результата обработка временная декорреляция, связанная с влиянием атмосферных помех, снегового покрова, растительности.

Для периода активизации вулкана Корякский в базе японского космического агентства JAXA найдено семь снимков спутника ALOS-1, из которых один был отбракован по причине большой базовой линии и низкой когерентности. Снимки были выполнены 21.06.2006 г., 16.08.2007 г., 18.05.2008 г., 06.10.2009 г., 24.05.2010 г., 24.08.2010 г., 09.10.2010 г.

Для выбранного региона АКГВ были рассчитаны интерферограммы для различных пар. Наилучший результат получен для пары снимков 16.08.2007 г. и 06.10.2009 г., интервал съемки которых полностью покрывает период извержения. Важно, что в момент съемки снежный покров на значительной части склонов отсутствовал.

Расчет интерферограмм выполнен с использованием программного пакета SARscape с осреднением пикселей перпендикулярно орбите, так что размер ячейки разрешения составил 14.98×12.29 м. Фильтрация фазы выполнялась методом Гольдштейна. Когерентность пары снимков высокая для природных ландшафтов (>0.6). Поскольку смещения определяются по фазовому сдвигу сигналов, отраженных от одной и той же площадки при повторной съемке, смещения на интерферограмме выражены в радианах и свернуты по модулю 2π . Полная фаза определяется в процессе ее развертки, т.е. добавления числа полных периодов, соответствующих разности хода волн. Для развертки использовался метод MCF (*minimum cost flow*). После перехода от радарных координат к географическим, построена карта смещений в метрах (рис.1).

Смещения определяются в направлении на спутник. Их значения на выбранной области находятся в интервале от -33 (от спутника) до 22 см (к спутнику). Если считать, что смещения происходят в основном по вертикали, то при среднем

угле наклона зондирующего луча спутника 38.69° , значения смещений на спутник следует умножить на 1.28.

Области отрицательных смещений фиксируются на склонах всех вулканов на снимке и могут быть, в первую очередь, связаны с эрозией. В пределах снимка обнаруживается всего одна область поднятий, на северо-западном склоне вулкана Корякский, вокруг области извержения 2008–2009 гг. Значения смещений у подножия составляют 9–15 см и увеличиваются к вершине до 20–22 см. В предположении чисто вертикальных смещений, у вершины смещения превосходят 28 см.

Подчеркнем, что положительные смещения на северо-западном склоне вулкана Корякский трудно ассоциировать с увеличением мощности снегового покрова и ледников у вершины или с формированием слоя пепловых отложений. Согласно работе [Максимов и др., 2011] пеплы, как правило, имели незначительную мощность и уже на небольшом отдалении от эруптивного центра лежали отдельными пятнами на снегу. В работе [Максимов и др., 2011] сообщается о пепловых отложениях мощностью в первые сантиметры. Это четко видно и на многих фотографиях в Интернете, и в статьях (см. например, [Гирина и др., 2010; Иванов и др., 2010; Максимов и др., 2011]). Более того, сообщается о таянии ледников и формировании на них глубоких провалов, вследствие понижения отражательной способности льда. Эти процессы должны были приводить к опусканию поверхности. Следовательно, поднятия поверхности вулкана амплитудой до 25 см не могут быть связаны с образованием слоя пепла.

Постоянные пепловые выбросы на протяжении всего периода извержения 2008–2009 гг., как и анализ сейсмичности [Кирюхин и др., 2017] указывают на то, что магма могла подступать близко к поверхности вулкана. Суммарный объем поднятий на северо-западном склоне вулкана (рис. 1) равен $1.3 \times 10^6 \text{ м}^3$. В модели расширяющейся трещины [Okada, 1985] он примерно равен объему раскрывшегося пространства. Это очень близко к полученной в работе [Гордеев, Дроздин, 2010] оценке объема магмы (10^6 м^3), остывание которой необходимо для формирования зарегистрированного выброса пара и к величине раскрытия трещины объемом $1.2 \times 10^6 \text{ м}^3$ в модели [Кирюхин и др., 2017]. Все это указывает на то, что поднятия склона вулкана, как и другие наблюдавшиеся процессы, скорее всего, связаны с внедрением магматического материала. Рассмотрим эту гипотезу подробно.

ЧИСЛЕННАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПОЛЯ СМЕЩЕНИЙ

Для интерпретации поля смещений было использовано решение [Okada, 1985] о деформации поверхности упругого полупространства в результате смещений по расположенной в нем прямоугольной трещине. В общем случае вектор смещений включает три компонента: расширение (TS *tensile*); сброс или надвиг, параллельно падению (DS – *dip-slip*); сдвиг параллельно простиранию (SS – *strike-slip*). Проблема применения этого решения в нашем случае состоит в том, что оно получено для смещений по трещине, расположенной в упругом полупространстве с горизонтальной свободной поверхностью. В пределах области смещений, показанной на рис. 1, высота рельефа меняется от 1300 до 3450 м (рис. 2а), поэтому пренебрежение реальным рельефом может привести к ошибкам. Для ослабления влияния рельефа, карта смещений была пересчитана в локальные декартовы координаты, а рельеф в области поля смещений на спутник со значениями >10 см аппроксимирован плоскостью. Далее был осуществлен поворот системы координат вокруг оси Oz на угол 43.03° (направление поворота показано красной стрелкой на рис. 2а) так, чтобы ось Ox была параллельна проекции вектора градиента аппроксимирующей плоскости на плоскость xOy (рис. 2б). В пределах карты смещений высоты аппроксимирующей плоскости меняются на 2.15 км, а высоты рельефа относительно этой плоскости (рис. 2б) лежат в пределах от -220 до 220 м.

Далее был осуществлен еще один поворот координат вокруг оси Oy на угол 27.3° так, чтобы ось Oz была перпендикулярна аппроксимирующей плоскости. В этих новых координатах аппроксимирующая рельеф плоскость совпадает со свободной поверхностью упругого полупространства, а отклонения остаточного рельефа (рис. 2б) оказываются малыми по сравнению с глубиной трещины. Теперь в формулах [Okada, 1985] в качестве расстояния от трещины до земной поверхности можно использовать либо расстояние до аппроксимирующей плоскости, либо еще и добавить высоту локального рельефа над этой плоскостью. Расчеты показали, что при имеющихся высотах локального рельефа это не вносит заметных изменений в решение. После решения обратной задачи поле смещений на поверхности модели поворачивается обратно в локальную систему координат (рис. 2б) и рассчитывается смещение в направлении на спутник с использованием азимута орбиты и угла наклона зондирующего луча (для восходящей орбиты спутника АЛОС-1 они равны -8.16° и 38.69° соответственно).

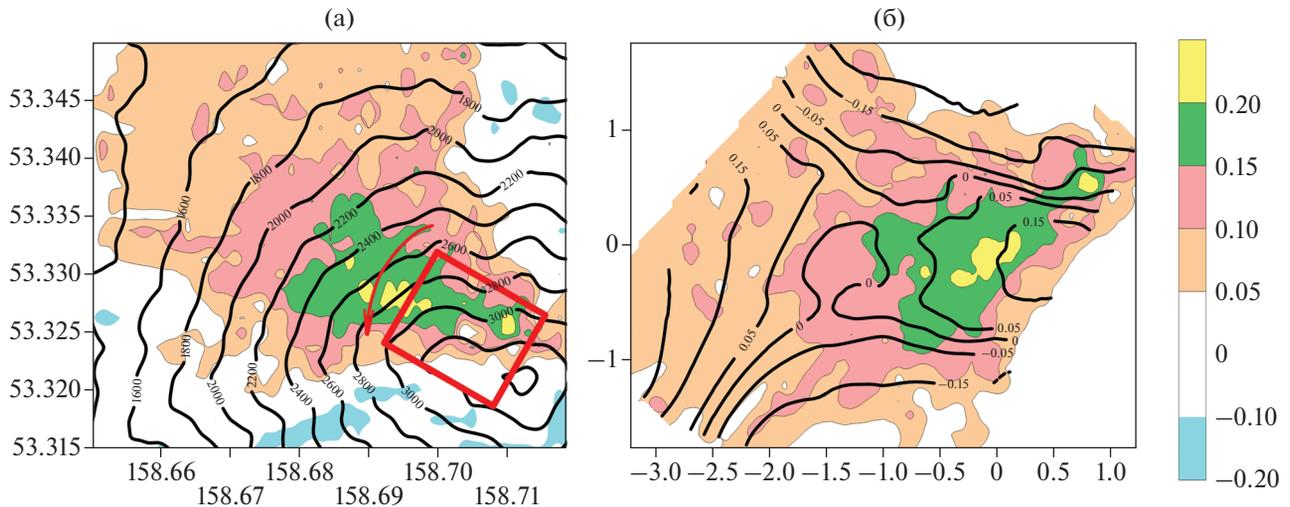


Рис. 2. Смещения в направлении на спутник (цветовая шкала, метры) на западном и северо-западном склоне вулкана Корякский: (а) — карта в географических координатах, изолинии — высота над уровнем моря в м. Красная стрелка — направление поворота вокруг оси Oz ; (б) — карта в локальных декартовых координатах после вычитания аппроксимирующей локальный рельеф плоскости и поворота вокруг оси Oz . Изолинии — высота рельефа над аппроксимирующей плоскостью в м.

Решение из работы [Okada, 1985] широко используется при моделировании сейсмических и вулканических процессов, поэтому вопросы влияние топографии и неоднородности строения среды неоднократно обсуждались в литературе (см., например [Armigliato, Tinti, 2003] и приведен там библиографию). В основном влияние топографии определяется отношением перепада ее высот к глубине источника деформаций. В нашем случае колебания рельефа относительно аппроксимирующей плоскости составляют 0.2 км, а расстояние до источника деформации (дайки), поэтому расстояние до центра источника деформаций, в зависимости от принятого угла падения, составляет 1.5–2.0 км.

В решении [Okada, 1985] трещина аппроксимируется прямоугольным элементом или набором таких элементов. Мы ограничились одним прямоугольным элементом, что обеспечивает численную устойчивость обратной задачи. Прямоугольный элемент характеризуется десятью параметрами. Это три координаты середины нижней грани прямоугольника; его размеры по падению и простиранию; углы падения и простирания; три компоненты вектора смещений (TS , DS и SS). Поле смещений на поверхности является линейной функцией трех компонент вектора смещений, зависимость от остальных параметров нелинейная.

Размер области смещений и характерное расстояние от максимума до полумаксимума поля смещений на земной поверхности зависит от глубины трещины и ее размеров. При выборе параметров прямоугольника мы ориентировались на

результаты анализа распределения сейсмических событий, в частности на рис. 4 работы [Кирюхин и др., 2017], на котором верхний кластер землетрясений располагается под вулканом Корякский на уровне от 0.5 км над уровнем моря и выше. Размер трещины, для которой выполнялось моделирование в этой работе был $2 \times 2 \text{ км}^2$, угол падения 60° . Мы расположили нижнюю грань прямоугольного элемента на глубине 0.5 км выше уровня моря, исходя из размеров области смещений. Размер по падению задан 2.4 км, по простиранию 1.0 км. Угол падения варьировали в пределах $45\text{--}80^\circ$. Координаты середины нижней грани прямоугольника и его простирание легко выбрать путем смещения друг относительно друга карт расчетного и измеренного полей смещений. Следуя работе [Кирюхин и др., 2017] мы положили смещения вдоль простирания трещины равными нулю ($SS=0$) и искали две компоненты: расширение (TS) и смещение по падению (DS), путем решения системы линейных уравнений.

Наилучшее согласование с полем смещений на спутник достигается при углах падения трещины от 45 до 60° (рис. 3). Во всех моделях сбросовая компонента смещений составляет первые сантиметры, т.е. в пределах точности равна нулю. Расширение при угле падения 45° составляет 82 см, при 60° — 71 см, при 80° — 64 см. Следовательно, объем внедрившегося материала составляет 2.0×10^6 , 1.7×10^6 и $1.5 \times 10^6 \text{ м}^3$, что согласуется с приведенными выше данными других авторов. Модель с одной прямоугольной трещиной хорошо приближа-

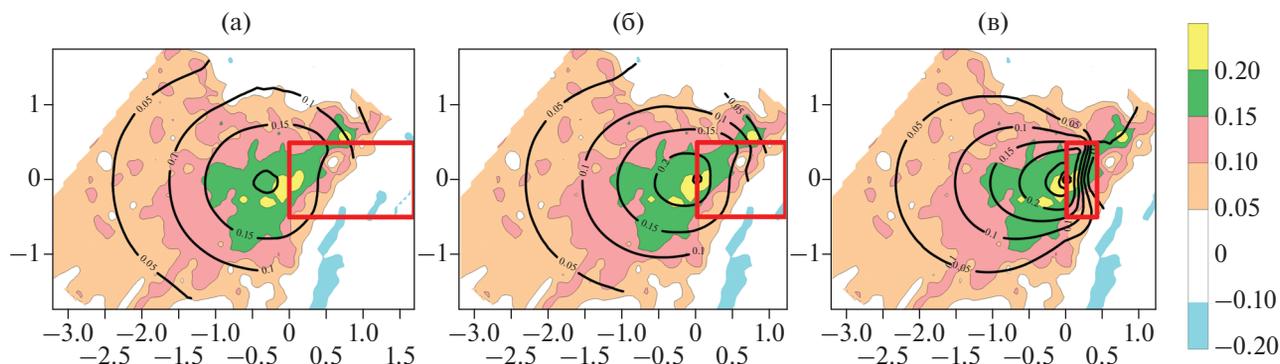


Рис. 3. Модель трещины в вулканической постройке вулкана Корякский. Смещения в направлении на спутник показаны цветовой шкалой (метры), изолинии – расчетные смещения (метры): (а), (б), (в) – модели с углом падения 45°, 60° и 80°. Красный прямоугольник – проекция трещины на горизонтальную плоскость.

ет реальное поле смещений, поэтому мы сочли нецелесообразным усложнять эту модель.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Смещения поверхности вулкана Корякский, полученные методами РСА интерферометрии, превосходят 25 см и не могут быть объяснены слоем пепловых отложений, сформированным в период извержения 2008–2009 г. Склонные процессы и таяние ледника должны были привести к смещениям противоположного знака. Следовательно, наиболее вероятной причиной смещений следует признать внедрение магматического материала в постройку вулкана. На это указывают также данные анализа сейсмических каталогов и тепловизионных исследований.

2. Модель трещины с глубиной нижней кромки 0.5 км над уровнем моря, шириной по простиранию 1.0 км, по падению 2.4 км, с углом падения от 45 до 60° хорошо соответствует смещениям, определенным по РСА интерферометрии. Объем трещины согласуется с другими оценками [Гордеев, Дрознин, 2010; Кирюхин и др., 2017]. Заметим, что глубина трещины может быть увеличена на 1 км при соответствующем уменьшении ее геометрических размеров.

3. Полученные результаты поддерживают гипотезу о том, что активизация вулкана Корякский была связана с подъемом вулканического материала и его внедрением, в том числе, в вулканическую постройку самого вулкана. Поэтому происходящие под вулканом процессы могут создавать опасность для расположенных в его окрестности населенных пунктов и объектов инфраструктуры и требуют непрерывного мониторинга.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при поддержке гранта Министерства образования и науки № 14.W03.31.0033 “Геофизические исследования, мониторинг и прогноз развития катастрофических геодинамических процессов на Дальнем Востоке РФ”.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят Японское космическое агентство JAXA за снимки спутника АЛОС, предоставленные в рамках проекта ER2A2N075.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аникин Л.П., Вергасова Л.П., Максимов А.П., Овсянников А.А., Чубаров В.М. Пеплы извержения Корякского вулкана в 2009 г. Вулканизм и связанные с ним процессы. Материалы региональной научной конференции, посвященной Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский (30 марта–1 апреля 2011 г.). 2011. С. 10–14.
- Гирина О.А., Маневич А.Г., Мельников Д.В., Нуждаев А.А., Ушаков С.В., Коновалова О.А. Активность вулкана Корякский с октября 2008 г. по октябрь 2009 г. по данным KVERT. Материалы конференции, посвященной Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский (30–31 марта 2009 г.) 2010. С. 15–23.
- Гордеев Е.И., Дрознин В.А. Температура эксплозивного шлейфа извержения вулкана Корякский в 2009 г. // Докл. РАН. 2010. Т. 430. № 3. С. 349–351.
- Дмитриев П.Н., Голубев В.И., Исаев Ю.С., Киселева Е.А., Михайлов В.О., Смольянинова Е.И. Некоторые проблемы обработки и интерпретации данных спутниковой радарной интерферометрии на примере мониторинга оползневых процессов // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2012. Т. 9. № 2. С. 130–142.
- Иванов В.В. Активизация вулкана Корякский (Камчатка) в конце 2008–начале 2009 гг.: оценки выноса тепла и водного флюида, концептуальная модель подъема магмы и прогноз развития активизации. Материалы конференции, посвященной Дню вулканоло-

га. Петропавловск-Камчатский (30–31 марта 2009 г.). 2010. С. 24–38.

Кирюхин А.В., Федотов С.А., Кирюхин П.А., Черных Е.В. Магматические питающие системы Корякско-Авачинской группы вулканов по данным локальной сейсмичности и режима прилегающих термальных источников // Вулканология и сейсмология. 2017. № 5. С. 3–17.

Максимов А.П., Аникин Л.П., Вергасова Л.П., Овсянников А.А., Чубаров В.М. Пеплы извержения Корякского вулкана (Камчатка) в 2009 г.: особенности состава и генезис // Вестник КРАУНЦ. Серия: Науки о Земле. 2011. № 2. С. 73–86.

Михайлов В.О., Киселева Е.А., Смольянинова Е.И., Дмитриев П.Н., Голубева Ю.А., Исаев Ю.С., Дорохин К.А., Тимошкина Е.П., Хайретдинов С.А., Голубев В.И. Мониторинг оползневых процессов на участке Северокавказской железной дороги с использованием спутниковой радарной интерферометрии в различных диапазонах длин волн и уголкового отражателя // Геофизические исследования. 2013. Т. 14. № 4. С. 5–22.

Armigliato A., Tinti S. Influence of topography on coseismic displacements induced by the Friuli 1976 and the Irpinia 1980 earthquakes (Italy) analyzed through a two-dimensional hybrid model // J. Geophys. Res. 2003. V. 108. № B12. P. 2552.

<https://doi.org/10.1029/2002JB002027>

Bushenkova N., Koulakov I., Senyukov S., Gordeev E.I., Huang H.-H., El Khrepy S., Al Arifi N. Tomographic images of magma chambers beneath the Avacha and Koryaksky volcanoes in Kamchatka // J. Geophysical Research: Solid Earth. 2019. V. 124. P. 9694–9713.

Koulakov I., Jaxybulatov K., Shapiro N.M., Abkadyrov I., Deev E., Jakovlev A., Kuznetsov P., Gordeev E., Chebrov V. Asymmetric caldera-related structures in the area of the Avacha group of volcanoes in Kamchatka as revealed by ambient noise tomography and deep seismic sounding // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2014. V. 285. P. 36–46.

Okada Y. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space // Bulletin of the seismological society of America. 1985. V. 75. № 4. P. 1135–1154.

On the Connection between the Activation of the Koryakskii Volcano in 2008–2009 and Deep Magmatic Processes

V. O. Mikhailov^{a,b,*}, M. S. Volkova^a, E. P. Timoshkina^a,
N. M. Shapiro^{a,c}, V. B. Smirnov^{a,b}

^aSchmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123242 Russia

^bFaculty of Physics, Moscow State University, Moscow, 119991 Russia

^cInstitut des Sciences de la Terre, Université Grenoble Alpes, CNRS (UMR5275), Grenoble, 38400 France

*e-mail: mikh@ifz.ru

The last activation of the Koryakskii volcano in 2008–2009 was accompanied by intense fumarolic and seismic activity. Volcanic activity peaked in March–April 2009 when the ash plume rose up to a height of 5.5 km and extended over more than 600 km. For understanding the dynamics of volcanic processes and forecasting the further developments of the events, it is relevant to establish whether the eruption was associated with the rise of magma to beneath the volcanic edifice or caused by fracturing of the volcano's basement and ground-water penetration into the high temperature zone. The analysis of the ALOS-1 satellite images (Japan) using the methods of satellite radar interferometry for the first time determined the displacements of the slopes of the Koryakskii volcano during its last activation. The displacements reach 25 cm and cannot be explained by the deposition of the ash layer or by the slope processes. The most likely cause of the displacements is the intrusion of magmatic material into the volcano edifice with the formation of a fracture with its lower edge at a depth of 0.5 km above sea level, with a size of 1.0 and 2.4 km along the strike and along the dip, respectively, and with a dip angle from 45° to 60°. Therefore, the processes taking place beneath the volcano can be threatening to the nearby localities and infrastructure and require continuous monitoring.

Keywords: Koryakskii volcano, 2008–2009 eruption, satellite radar interferometry, slope displacements, dike intrusion

УДК 551.242.2+525.5+552.40

GPS-КИНЕМАТИКА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЕВРАЗИАТСКОГО КОНТИНЕНТА И ЕЕ ВОЗМОЖНАЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

© 2021 г. В. И. Шевченко¹, И. С. Крупенникова¹, А. А. Лукк^{1,*}

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

*E-mail: lukk@ifz.ru

Поступила в редакцию 23.12.2020 г.

После доработки 29.03.2021 г.

Принята к публикации 05.05.2021 г.

В геотектонике ныне ведущую роль играет неомобилистская плейттектоническая концепция. В ее основу положено представление о разделении земной коры/литосферы на плиты, блоки, массивы разного размера. Они перемещаются латерально в результате воздействия внешних по отношению к ним сил. Например, предполагается гравитационное соскальзывание плиты со срединно-океанического поднятия, горизонтальное смещение вслед за погружающимся в мантию тяжелым субдуцирующим слэбом. Наибольшее значение придается перемещению за счет вязкой связи плит с конвективными потоками в мантии. Не исключается механическое воздействие соседних литосферных плит. Накопленный к настоящему времени материал по геодезическим (в основном GPS) измерениям таких реальных перемещений в пределах Евразийского континента свидетельствует о том, что размеры его северной части значимо увеличиваются. Существующие представления о геодинамике земной коры/литосферы это явление не учитывают. В статье рассматриваются несколько вариантов возможной его интерпретации.

Ключевые слова: геодезические измерения, GPS-кинематика Евразии, геодинамическая интерпретация, плейттектоническая концепция, общее сжатие, объемный распор, фокальные механизмы.

DOI: 10.31857/S000233721060089

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время в геотектонике ведущую роль играет неомобилистская плейттектоническая концепция. В ее основу положено представление о разделении земной коры/литосферы, на плиты, блоки, массивы разного размера. Выделяется несколько крупных литосферных плит (Евразийская, Африканская, Аравийская, Индо-Австралийская, Северо- и Южно-Американская, Антарктическая и Тихоокеанская), серия плит (мезоплит) меньшего размера, а также достаточно многочисленные микроплиты [Зоненшайн и др., 1976; Хаин, 2001; Хаин и др., 2005; и мн. др.]. Взаимные латеральные перемещения этих плит, блоков, массивов (конвергенция, коллизия, дивергенция, трансформные проскальзывания) рассматриваются как главные проявления и ведущие причины процессов тектогенеза разного ранга — от глобальных до локальных.

Результаты современных высокоточных геодезических измерений, с одной стороны, прямо соответствуют (в глобальном масштабе) основным положениям плейттектонической концепции [Кропоткин, 1992; Кропоткин и др., 1994; Хаин, 2001; Хаин и др., 2005]. Инструментально зафиксиро-

ваны, например, современный спрединг Атлантического и Индийского океанов, северный дрейф (относительно Евразии) Африканской, Аравийской и Индо-Австралийской литосферных плит [Cretaux et al., 1998; Gendt et al., 1997; Heflin et al., 2004; Larson et al., 1997; Rothacher et al., 1997; Sella et al., 2002; SOPAC] (см. рис. 1). “Оказалось, что скорости движения станций (геодезических — *авторы*), основанные на геодезических измерениях, отличаются от вычисленных по модели NUVEL-1 (один из вариантов плейттектонического расчленения и геодинамики коры/литосферы Земли — *авторы*) не более чем на 10% и близки по направлению смещений. В среднем коэффициент корреляции между моделью и результатами измерений составляет 0.989”. [Кропоткин, 1992, с. 43].

Выделяются, кроме того, разновозрастные подвижные (складчатые, складчато-надвиговые) пояса (Средиземноморский, или Альпийско-Гималайский, Тихоокеанский, Урало-Монгольский, Северо-Атлантический, Арктический). В рамках плейттектонической концепции они рассматриваются как области сгущивания, акреции глыб, блоков, микроплит, террейнов, других элементов структуры коры/литосферы разного размера, разного происхождения. Предполагается, что эти

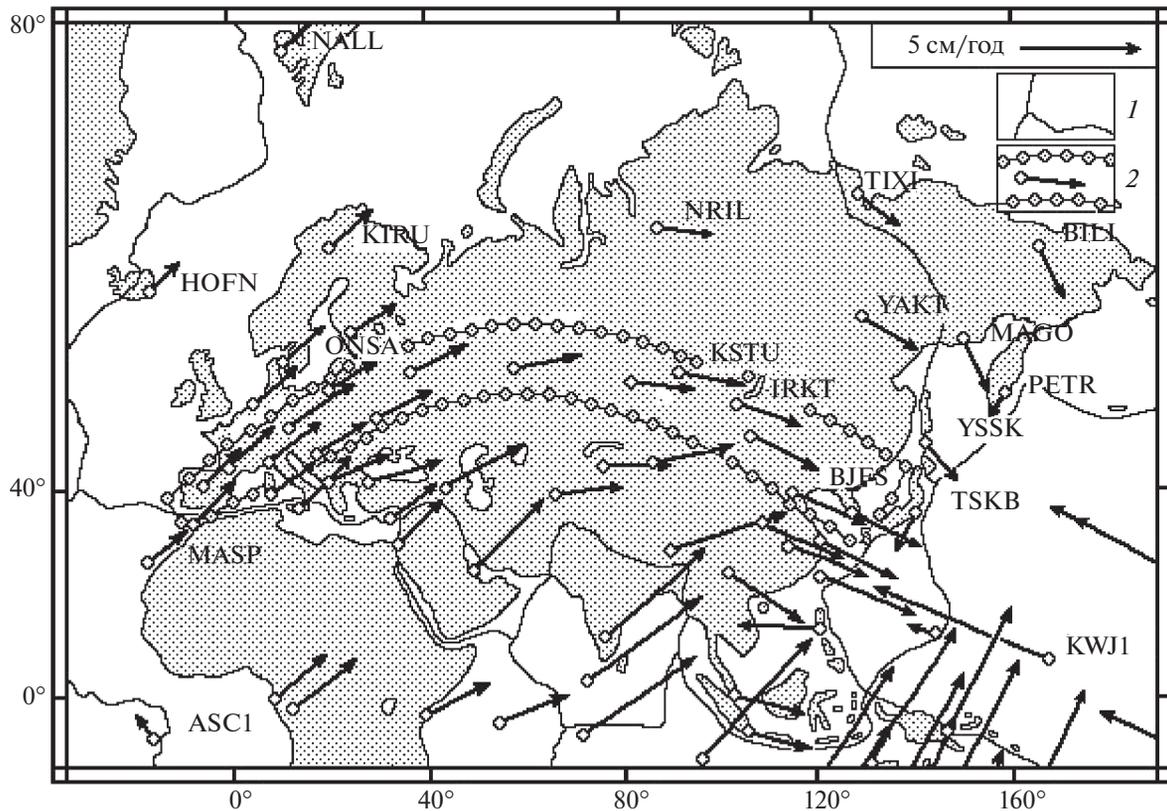


Рис. 1. Распределение векторов скоростей горизонтальных смещений геодезических GPS-станций, расположенных на Евразийской и смежных литосферных плитах [Hefflin et al., 2004] (система координат ITRF2004, фрагмент): 1 – границы литосферных плит; 2 – выделенная авторами анализируемая дугообразная полоса.

компоненты подвижных поясов сгружены, спрессованы и деформированы в результате сближения, конвергенции смежных более крупных литосферных плит.

Некоторые материалы по геологическому строению юрского–кайнозойского Средиземноморского, или Альпийско–Гималайского подвижного пояса (мы предпочитаем называть его Альпийско–Индонезийским), а также результаты геодезических GPS-измерений современных смещений элементов структуры этого подвижного пояса не согласуются, по крайней мере, с одним из основных положений плейтктонической концепции. Согласно этой концепции ширина подвижного пояса при сближении смежных литосферных плит должна уменьшиться. Породы пояса при этом деформируются. Однако прямые GPS-измерения в целом ряде случаев зафиксировали значимое увеличение ширины представительных частей Альпийско–Индонезийского пояса [Шевченко и др., 2017; 2018]. Это заставляет предположить существование механизма тектогенеза, не предусмотренного плейтктонической концепцией.

Имеются материалы, указывающие на то, что сходные несоответствия между некоторыми по-

стулатами плейтктонической концепции и результатами GPS-измерений существуют применительно, по крайней мере, к Евразийской литосферной плите.

Согласно представлениям, развиваемым в рамках этой концепции [Зоненшайн, 1976; Хаин, Ломизе, 2005; Новая ..., 1974], плиты, как упоминалось выше, могут латерально перемещаться, образуя при этом агломерации разного масштаба (вплоть до Пангеи), или делиться на части. Так как плиты не рассматриваются как абсолютно жесткие образования, допускается возможность некоторого их деформирования. Эти процессы происходят в результате тех или иных воздействий, внешних по отношению к упомянутым плитам, микроплитам, блокам коры/литосферы. Например, предполагается гравитационное соскальзывание плиты со срединно-океанического поднятия, горизонтальное смещение под воздействием тяги погружающегося в мантию тяжелого субдуцирующего слэба. Наибольшее значение придается перемещению за счет вязкой связи плит с конвективными потоками в мантии. Не исключается механическое воздействие соседних литосферных плит.

Оказалось, однако, что современная, по геодезическим GPS-измерениям выявленная кинематика большей северной части континента Евразия (основного компонента Евразийской литосферной плиты), располагающейся в общем севернее Альпийско-Индонезийского подвижного пояса, ни одному из перечисленных вариантов смещений не соответствует. Будем в дальнейшем называть эту (только континентальную) часть названной плиты Северной частью Евразийского континента (СЕК).

В рамках плейттектонической концепции считается, что Евразийская плита смещается в восточном направлении [Хаин и др., 2005]. Характер этого смещения на территории СЕК по результатам геодезических GPS-измерений за время от начала GPS-наблюдений по 2004 г. представлен в системе координат ITRF (рис 1). При этом западная часть СЕК смещается в ВСВ направлении, а восточная – в ВЮВ. Движение СЕК (в плане) идет в целом по пологой (выпуклой к северу) и столь плавной дуге, что это не позволяет предположить (на протяжении всех ее с запада на восток ~12000 км) разделение на несколько отдельных частей, блоков, микроплит. Менее бросается в глаза, что движение СЕК происходит с устойчиво нарастающей в том же восточном направлении скоростью

Территория СЕК в целом крайне неравномерно освещена геодезическими измерениями. Но в южной ее окраине (см. выделение на рис. 1) имеется продольная дугообразная полоса, (от Пиренейского полуострова на западе до Корейского на востоке), в пределах которой станции GPS распределены относительно равномерно и с достаточной плотностью. При этом векторы скоростей смещений этих станций устойчиво ориентированы вдоль упомянутой полосы. Перечисленные обстоятельства дают возможность выявить детально характер изменения скоростей горизонтальных смещений в пределах упомянутой дугообразной полосы.

Чтобы установить это изменение скорости мы привлекли к рассмотрению все имеющиеся на настоящее время табличные данные измерений полного горизонтального вектора скорости смещений GPS-станций и его восточной составляющей, содержащиеся в международной сводке [SOPAC – <http://sopac-csrc.ucsd.edu>]. Количественные характеристики величин и ориентировок этих векторов по интересующей нас территории сведены в табл. 1.

На основании этих количественных данных построены графики зависимости величин полного вектора скорости смещений (рис. 2а) и его восточного компонента (рис. 2б) от долготы местоположения GPS-станции. На этих графиках четко проявилось практически монотонное (что

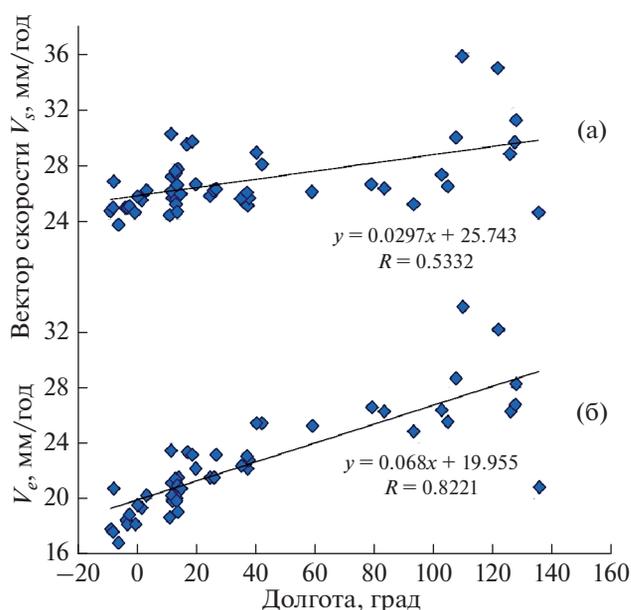


Рис. 2. Графики увеличения с запада на восток (по данным SOPAC¹ за все время GPS-измерений) полных векторов (а) и их восточных компонент (б) скоростей горизонтальных смещений GPS-станций, расположенных на Евразийском континенте в пределах выделенной на рис. 1 дугообразной полосы *R*-достоверности аппроксимации.

подтверждает целостность континента) увеличение скоростей смещений в направлении с запада на восток. По этим данным были вычислены соответствующие линии регрессии и их параметры.

Оказалось, что как полный горизонтальный вектор скоростей GPS-смещений, так и особенно его восточная компонента в рассматриваемой дугообразной полосе возрастают с запада на восток от ~26 до ~30 мм/год и от ~19 до ~29 мм/год соответственно. Это означает, что измеренные восточные смещения станций не могут быть объяснены только простым восточным смещением СЕК. Они однозначно указывают на продольное в направлении с запада на восток увеличение длины этой части литосферной плиты со скоростью ~4–10 мм/год.

Будем пока, до возможного появления противоречащих данных, предполагать, что результаты, полученные по территории дугообразной полосы, могут рассматриваться как представительные для всей территории СЕК, характеризующейся сходным рисунком расположения векторов скоростей смещений GPS-станций.

¹ <http://sopac-csrc.ucsd.edu>

Таблица 1. Кодовые имена, время начала работы, местоположение, кинематические характеристики GPS-станций

Станции	Год начала наблюдений*	Широта, град	Долгота, град	V_n , мм/год	σ_n , мм	V_e , мм/год	σ_e , мм	V_s , мм/год	Азимутград
Acor	2000	43.4	-8.4	16.9	0.1	20.8	0.1	26.8	51
Aqui	1999	42.4	13.4	17.3	0.1	21.6	0.1	27.7	51
Artu	2000	56.4	58.6	6.2	0.1	25.3	0.1	26.0	76
Badg	2011	51.8	102.2	-6.8	0.1	26.4	0.1	27.3	104
Bras	2000	44.1	11.1	16.9	0.2	21.2	0.2	27.1	51
Bucu	1999	44.5	26.1	12.3	0.1	23.2	0.1	26.3	62
Bzrg	1998	46.5	11.3	16.1	0.1	19.9	0.1	25.6	51
Cant	2001	43.5	-3.8	17.0	0.1	18.2	0.1	24.9	47
Casc	1998	38.7	-9.4	17.0	0.1	17.9	0.0	24.7	46
Cebr	2008	40.5	-4.4	16.7	0.4	18.5	0.3	24.9	48
Chan	2005	43.8	125.4	-11.6	0.1	26.3	0.1	28.7	114
Cose	1999	39.2	16.3	17.9	0.8	23.4	1.0	29.5	53
Esco	2000	42.7	1.0	16.5	0.1	19.4	0.1	25.5	50
Iavh	1998	34.0	-6.9	16.6	2.2	16.9	2.7	23.7	46
Irkt	1996	52.2	104.3	-6.7	0.1	25.6	0.1	26.5	105
Khaj	2002	48.5	135.0	-12.9	0.1	20.9	0.1	24.6	122
Krtv	2011	50.7	78.6	0.6	1.1	26.6	0.7	26.6	89
Kstu	1998	56.0	92.8	-3.6	0.6	24.9	0.4	25.2	98
Lago	2000	37.1	-8.7	17.5	0.1	17.7	0.1	24.9	45
Lamp	1999	35.5	12.6	18.6	0.1	20.1	0.1	27.4	47
Linz	2001	48.3	14.3	15.4	0.1	20.8	0.1	25.9	53
Lroc	2002	46.2	-1.2	16.5	0.1	18.2	0.1	24.6	48
M0se	2005	41.9	12.5	15.4	0.4	20.4	0.3	25.6	53
Mall	2001	39.6	2.6	16.5	0.1	20.3	0.1	26.2	51
Mdvj	2002	56.0	37.2	11.7	0.1	22.8	0.1	25.6	63
Mobj	2006	55.1	36.6	11.9	0.6	23.1	0.4	26.0	63
Mops	2007	44.6	10.9	19.0	0.3	23.5	0.4	30.2	51
Novm	2007	55.0	82.9	-0.2	0.2	26.3	0.2	26.3	90
Nvsk	2001	54.8	83.2	-1.1	0.2	26.5	0.2	26.5	92
Penc	1996	47.8	19.3	14.6	0.1	22.2	0.0	26.6	57
Polv	2001	49.6	34.5	12.3	0.1	22.4	0.1	25.6	61
Pots	1995	52.4	13.1	15.5	0.1	19.1	0.1	24.6	51
Ptbb	2000	52.3	10.5	15.6	0.1	18.7	0.1	24.4	50
Rove	2006	45.9	11.0	16.4	0.4	20.3	0.3	26.1	51
Shao	1995	31.1	121.2	-13.6	0.1	32.2	0.1	35.0	113
Sulp	2002	49.8	24.0	14.0	0.1	21.6	0.1	25.7	57
Suwn	1998	37.3	127.1	-12.6	0.1	26.8	0.1	29.6	115
Taej	1996	36.4	127.4	-13.1	0.6	28.3	0.6	31.2	115
Trab	2000	41.0	39.8	13.5	0.1	25.5	0.1	28.9	62
Ulab	2001	47.9	107.1	-8.6	0.1	28.7	0.2	30.0	107
Unpg	1998	43.1	12.4	17.2	0.1	21.5	0.1	27.5	51
Untr	2007	42.6	12.7	15.4	0.5	19.9	1.0	25.2	52
Usal	2010	40.3	18.1	18.5	0.2	23.2	0.3	29.7	51
Vale	2001	39.5	-0.3	16.6	0.1	19.6	0.1	25.7	50
Vlms	1999	54.7	25.3	14.7	0.6	21.6	0.6	26.1	56
Xian	1996	34.4	109.2	-11.8	0.7	33.8	0.9	35.8	109
Yebe	2001	40.5	-3.1	16.4	0.0	18.9	0.0	25.0	49
Zeck	1998	43.8	41.6	11.6	0.0	25.5	0.1	28.0	66
Zouf	2003	46.6	13.0	16.2	0.1	21.0	0.1	26.5	52
Zwe2	2005	55.7	36.8	11.6	0.4	22.2	0.5	25.0	62

Примечания: V_n – северная, V_e – восточная компоненты полного горизонтального вектора скорости смещений GPS-станций; V_s – полный горизонтальный вектор скорости смещений GPS-станций; σ_n , σ_e – ошибки северной и восточной компонент; азимут – ориентация полного вектора.

* Большинство перечисленных GPS-станций продолжают работать вплоть до настоящего времени.

ВОЗМОЖНЫЕ ПРИЧИНЫ ВОСТОЧНОГО УДЛИНЕНИЯ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЕВРАЗИАТСКОГО КОНТИНЕНТА

Можно предположить не менее пяти причин удлинения рассматриваемой части Евразийского континента.

1. Причиной удлинения могло бы быть продольное, в направлении запад – восток, реальное горизонтальное *растяжение* плиты, вызванное, например, откатом на восток зоны перегиба субдуцирующей части смежной Тихоокеанской плиты. Такой механизм можно предположить по аналогии с представлениями, существующими применительно к некоторым районам Средиземноморья [Лобковский и др., 2004; Facenna et al., 2001]. Однако растягивающее усилие, приложенное к восточному краю СЕк, во-первых, должно бы максимально проявиться на этом его краю, а не равномерно на всем его, ~12 тыс. км, протяжении. Во-вторых, такое внешне приложенное растягивающее усилие не может действовать (в плане) по дугообразным направлениям, характерным для рассматриваемой части континента.

2. Ускоряющееся движение и *растяжение* по дуге можно себе также представить, если предположить, что на некоторой глубине (по-видимому, в астеносфере) располагается дугообразный (в плане), ускоряющийся с Z на V поток мантийного материала, вызывающий соответствующее движение и растяжение в вышележащей литосфере. Но объективные признаки существования такого потока на глубине отсутствуют. А на восточной границе СЕк хорошо известно движение в противоположном, с V на Z направлении – субдукция тихоокеанской коры/литосферы.

Поэтому предположение о напряженном состоянии продольного *растяжения* СЕк представляется недостаточно обоснованным. Приходится говорить не о предполагаемом *напряженном состоянии растяжения* СЕк, а об установленной *деформации ее удлинения*. Имеются два локальных исключения из этого правила (см. далее), связанные с Байкальским и Верхнерейнским грабенами.

Две возможные внешние причины упомянутого *удлинения* рассмотрены далее.

3. Причиной увеличения длины СЕк могло бы быть пропорциональное уменьшение ее ширины (ныне не менее ~3–4 тыс. км) вследствие реконструируемого в рамках плейттектонической концепции давления на нее по линии ~юг–север дрейфующих в этом направлении Африканской, Аравийской и Индо-Австралийской литосферных плит. Предполагаемое за счет давления с юга уменьшение ширины СЕк (и упомянутой выше дугообразной полосы в том числе) должно было бы проявиться в том, что векторы скоростей GPS-станций в пределах рассматриваемой территории должны были бы быть систематически на-

правлены под некоторым острым углом к направлению общего продольного по дуге смещения СЕк, указывая тем самым на сближение станций друг с другом, указывая на некоторое их перемещение в направлении вкост смещения континента в целом. Как можно видеть на рис. 1, векторы скоростей смещений GPS-станций на СЕк в пределах рассматриваемой территории и дугообразной полосы ориентированы, с учетом точности измерений и вполне возможным влиянием местных деформаций, практически параллельно друг другу. Наиболее четко это видно на территории хорошо изученной Западной Европы. Это позволяет сделать вывод об отсутствии предполагаемого современного уменьшения ширины СЕк (и дугообразной полосы), компенсирующего установленное их удлинение.

4. Северная часть Евразийского континента (СЕк) могла бы удлиняться (но без напряженного состояния растяжения!), растекаясь, расплющиваясь под действием собственного веса, т.е. под действием вертикального (гравитационного) сжатия. Растекание, движение материала горных пород по горизонтали, в таком случае представляло бы собой явление вторичное, производное от вертикального сжатия. Горизонтальное напряжение сжатия должно было бы быть меньше исходного вертикального. Однако, как показано в работе [Кропоткин, 1973], субгоризонтальное сжатие в земной коре, как правило, больше вертикального (т.е. больше литостатической нагрузки), нередко многократно больше. Следовательно, наблюдаемое течение материала СЕк не может быть вызвано ее собственным весом, не может быть следствием расплющивания, утонения участвующей в процессе удлинения части плиты.

5. На еще одну возможность удлинения СЕк в восточном направлении под действием внешней для нее причины указал один из рецензентов данной статьи.

В рамках плейттектонической концепции распространено представление о вращении литосферных плит вокруг неких центров вращения (полюсов Эйлера). Рассматриваемый здесь вариант интерпретации исходит из представления о том, что увеличение с запада на восток скорости движения в восточном направлении Евразийского континента (или его рассматриваемой части – дугообразной полосы) происходит в результате того, что континент и, соответственно, дугообразная полоса находятся в пределах крупной литосферной плиты, вращающейся упомянутым образом. При этом не требует доказательств то, что линейная скорость смещения любого произвольно выбранного пункта в пределах плиты (и дуги) прямо зависит от его расстояния по радиусу R от центра вращения. Чем больше расстояние от центра, тем больше линейная скорость пункта.

Для более ясного дальнейшего изложения можно представить себе описанную выше картину вращения плиты в схематизированном виде. Предположим, что вокруг центра вращения, на последовательно возрастающих расстояниях R_n располагаются узкие кольца, на которые условно разделяются плита и входящие в ее состав элементы тектонической структуры — в том числе Евразия и дугообразная полоса. Получается нечто вроде “колец Сатурна”, если говорить только об их геометрии. Каждое “кольцо” характеризуется своей скоростью вращения, возрастающей от “кольца” к “кольцу” по мере удаления от центра вращения. Скорости линейного смещения любого произвольно выбранного пункта на любом из “колец” остаются постоянными в пределах каждого “кольца”. Векторы скоростей ориентированы параллельно границам “колец”.

Согласно рассматриваемому здесь варианту интерпретации GPS-кинематики Евразии и, в том числе, упомянутой дугообразной полосы, эта последняя располагается на вращающейся плите, на “кольцах Сатурна” таким образом, что ее западное, Пиренейское окончание находится ближе к центру вращения “колец”, чем восточное, корейское окончание. Первое, соответственно, располагается на медленнее движущемся, а второе — на более скоростном “кольце”. Промежуточные части дуги — на промежуточных “кольцах”.

Предполагается, таким образом, что горизонтальные скорости смещения разных пунктов рассматриваемой дугообразной полосы определяются скоростями вращения соответствующих “колец Сатурна”. Пункты в западной части дуги, располагающейся, по условиям задачи, ближе к центру вращения, будут смещаться с наименьшей скоростью. В восточном направлении по дуге, т.е. с удалением от центра вращения, скорости будут последовательно нарастать. Предполагается, что дуга в результате будет удлиняться.

Однако если величина векторов скорости смещений GPS-пунктов рассматриваемой дуги определяется скоростями соответствующих “колец Сатурна”, то, естественно, одновременно таким же способом определяются ориентировки этих же векторов скоростей пунктов дуги. Векторы пунктов самих “колец” ориентированы, как уже упоминалось, вдоль границ “колец”. Поскольку дугообразная полоса пересекает, по условиям задачи, границы “колец” под различными углами, векторы скоростей смещений “колец” и, соответственно, векторы смещений GPS-станций дугообразной полосы должны пересекать под теми же углами границы этой полосы. В результате полоса будет непредсказуемо деформирована и, возможно, даже укорочена.

В действительности, как уже упоминалось (см. рис. 1), векторы возрастающих скоростей смеще-

ний GPS-станций рассматриваемой полосы ориентированы практически параллельно ее границам или ее оси. Только в этом случае гарантируется наблюдаемое удлинение дуги. Это отличие картины, рисуемой в рассмотренном варианте интерпретации GPS-кинематики дугообразной полосы от реально существующей картины, позволяет нам и этот вариант интерпретации удлинения рассматриваемой дугообразной полосы считать неприемлемым.

НАИБОЛЕЕ ВЕРОЯТНОЕ ОБЪЯСНЕНИЕ УВЕЛИЧЕНИЯ ДЛИНЫ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЕВРАЗИАТСКОГО КОНТИНЕНТА

Таким образом, геодезические измерения выявили значимое современное увеличение длины СЕК и неизменность ее ширины. Тем самым является возможность говорить о современном **увеличении площади** рассматриваемой части Евразийского континента. Одновременно необходимо помнить, что это увеличение длины и площади не может быть следствием его расплющивания, утонения. Возникающее при этом сочетание перечисленных данных означает, тем самым, предположительное **увеличение объема** пород рассматриваемой части литосферной плиты.

Это заключение сделано на основе, главным образом, результатов геодезических измерений. Рассмотрены несколько вариантов внешнего (по отношению к элементам тектонической структуры) воздействия на кору/литосферу СЕК: продольное растяжение, поперечные горизонтальное и вертикальное сжатия, определенное положение в пределах вращающейся литосферной плиты. Эти воздействия не могут объяснить существование наблюдаемой картины. Поэтому объяснения этой картины с их помощью представляются неприемлемыми. Вследствие этого приходится обратиться к возможным внутренним источникам тектогенеза. Для этого необходимо дополнительно обратиться к результатам изучения напряженно-деформированного состояния коры/литосферы по механизмам очагов немногочисленных землетрясений региона.

С этой целью мы привлекли результаты изучения напряженно-деформированного состояния коры/литосферы по совокупностям фокальных механизмов землетрясений региона в пределах восьми пространственных прямоугольных выборок со стороны от 100 до 800 км по методике С.Л. Юнги [1990]. Построенные в пределах таких выборок по данным каталога ISC средние фокальные механизмы приведены на рис. 3. Для подавляющего большинства (шесть из восьми) этих средних механизмов характерны горизонтальные, субгоризонтальные напряжения сжатия (укорочения) P , расположенные веерообразно. Они ориентированы вкрест рассмотренной выше (рис. 1) ду-

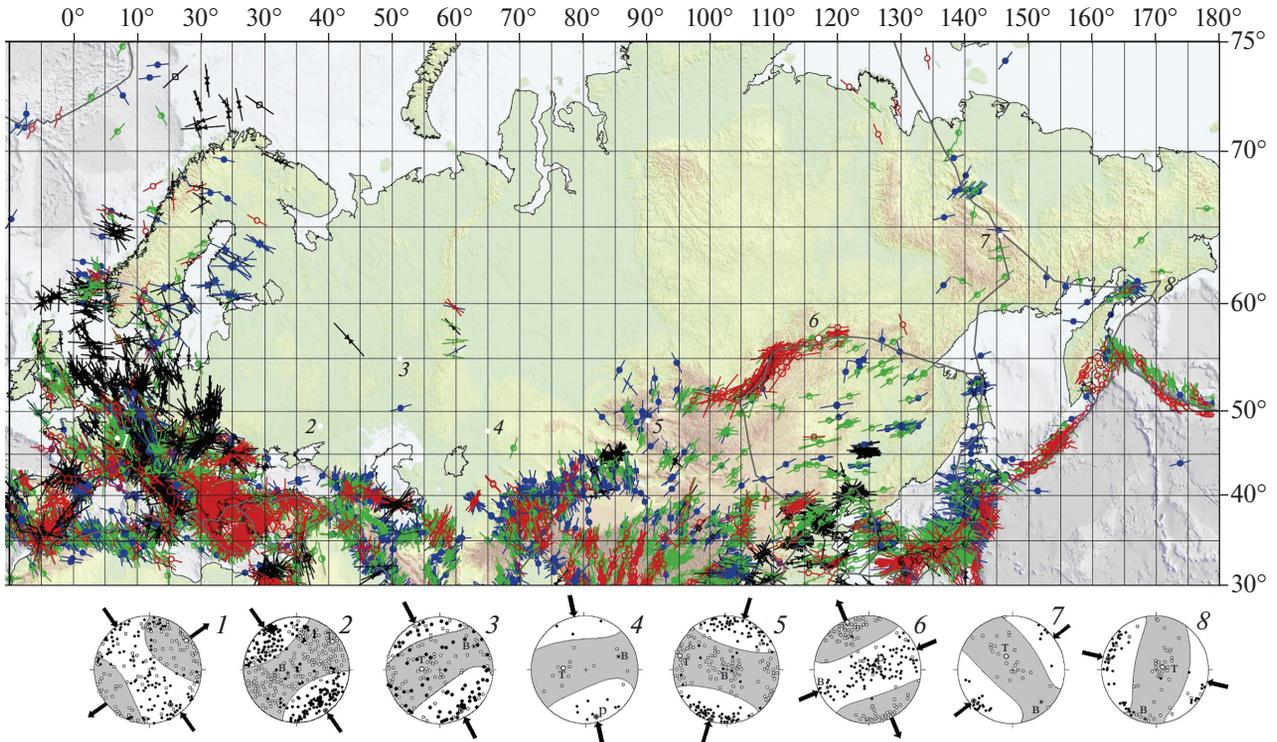


Рис. 3. Расчетные средние фокальные механизмы землетрясений по данным каталога ISC в пределах прямоугольных пространственных выборок (1–8) со стороной ~100–800 км на территории Евразийского континента. В качестве основы выбрана схема ориентаций максимальных горизонтальных напряжений S_{Hmax} как части полной карты 2018 г., опубликованной в работе [Heidbach et al., 2018].

гообразной полосы и векторов скоростей смещения станций GPS-измерений. Оси растяжения (удлинения) T направлены вдоль той же полосы и векторов скоростей, но наклонены под различными углами.

Такую картину можно было бы объяснить уже упоминавшимся реконструируемым в рамках плетектонической концепции давлением на СЕК по линии ~юг–север дрейфующих в этом направлении Африканской, Аравийской и Индо-Австралийской литосферных плит. В связи с этим предположением отметим, что в настоящее время перечисленные плиты (и южная часть Евразийского континента) согласованно перемещаются не в северном, а в СВ направлении (см. рис. 1). В результате на западе рассматриваемого региона названная группа плит смещается практически параллельно простиранию западной части выделенной дугообразной полосы и векторам скоростей смещений GPS-станций СЕК, а на востоке – вкрест их же восточных продолжений. Но это различие никак не сказывается на ориентации осей сжатия на территории СЕК (см. рис. 3). Их ориентация соответствует в плане только дугообразному расположению векторов скоростей и, в том числе, дугообразной выделенной полосы. Следовательно, пространственная корреляция между

веерообразным положением осей сжатия на территории СЕК и однообразным СВ направлением смещения Африканской, Аравийской и Индо-Австралийской литосферных плит в настоящее время (только в настоящее время?) отсутствует. Это позволяет предположить соответствующее отсутствие генетической связи между ними и, следовательно, отсутствие явных признаков воздействия на СЕК перечисленных плит, смещающихся в северном (СВ) направлении.

С одной стороны, сейсмологические материалы свидетельствуют о существовании на территории СЕК полого и веерообразно ориентированных осей напряжений сжатия (укорочения). С другой – упомянутое параллельное расположение векторов скоростей смещений GPS-станций показывает, что сокращение, укорочение названной территории в направлении осей сжатия не происходит.

Со сходной и даже еще более странной ситуацией мы столкнулись при изучении геодинамики Таджикской депрессии и Большого Кавказа [Шевченко, 1984; Шевченко и др., 2017]. На их территориях в направлении осей сжатия (установленных по ориентации тектонических дислокаций сжатия – складок, надвигов – и по механизмам очагов землетрясений) геодезические измерения

выявили не предполагавшееся плейттектоническое сокращение, укорочение, а увеличение ширины названных подвижных сооружений. Было предложено объяснять это явление увеличением объема (и площади) слоистых горных пород этих сооружений в результате привноса в них глубинными флюидами дополнительного минерального материала и его последующей кристаллизации. Аналогичные сочетания геологических, сейсмологических и геодезических данных можно обнаружить в литературных источниках по территории Пиренеев, Апеннин, Альп, Карпат-Динарид Альпийского подвижного пояса (см. [Шевченко и др., 2017; 2018]).

Опираясь на сходство внешне противоречащих друг другу результатов сейсмологических и геодезических исследований этих подвижных сооружений и СЕк, мы предполагаем, что и механизм возникновения напряженного состояния сжатия слоистых пород в этих случаях сходен. Различие заключается в том, что в Таджикской депрессии и на Большом Кавказе известный нам прирост площади слоистых пород происходит в направлении вкрест простирания тектонической структуры (сооружения становятся шире), а на территории СЕк – по ее простиранию (она удлиняется). Предположительно, (по аналогии с Эгейским сегментом Альпийско-Индонезийского подвижного пояса [Шевченко и др., 2001; 2017]), это связано с тем, что в случае Большого Кавказа и Таджикской депрессии области предполагаемого нами прироста площади (прогибы, синклинории) и области наименьшего сопротивления приросту (поднятия, антиклинории) чередуются в направлении вкрест простирания названных сооружений. А применительно к СЕк, предположительно, область наименьшего сопротивления расширению (Тихоокеанская впадина?) сменяет область расширения (СЕк) по простиранию, в восточном направлении.

Предполагается, что главным результатом увеличения объема слоев, толщ слоистых пород является увеличение их площади [Шевченко и др., 2017]. В большинстве случаев это увеличение, расширение встречает сопротивление рядом расположенных частей тектонической структуры. В результате в породах расширяющихся частей структуры возникает напряженное состояние объемного распора, которое по механизмам очагов землетрясений воспринимается как сжатие.

Поскольку процесс увеличения объема сам по себе есть процесс пространственно изотропный, возникшие оси сжатия (распора) будут ориентированы равномерно во все стороны. Но если в какой-то смежной части земной коры/литосферы оказывается область относительно пониженного напряженного состояния сжатия, материал горных пород, находящихся в состоянии распора,

неизбежно начнет перетекать в эту область. В результате в направлении перетекания, исходная величина напряжения распора–сжатия понизится, что на языке сейсмо тектоники позволит говорить о возникновении направления пониженного (минимального) сжатия или даже растяжения. А в направлении вкрест перетекания сохранится напряжение распора–сжатия, возникшее при исходном увеличении объема пород. Предлагаемый механизм тектогенеза в результате увеличения объема пород не предполагает существование обстановки реального растяжения, а только минимального сжатия. Как отмечалось выше (см. пп. 1 и 2), предположение о внешнем источнике растяжения (а не удлинения) также встречается в рассматриваемом случае с существенными затруднениями.

Вместе с тем можно видеть картину реального растяжения в продольном к СЕк направлении, если обратиться к зоне Байкальского грабена–Станового хребта (стереограмма-выборка *R6* на рис. 3). В этом случае обстановка реального субгоризонтального растяжения (на фоне обстановки регионального сжатия) следует из самого факта существования названного грабена, а также из результатов тектонофизических исследований в Становом хребте [Леви и др., 1997]. Вероятно, сходная обстановка имеет место и в Западной Европе (стереограмма-выборка *R1* на рис. 3) в связи, по-видимому, с Верхнерейнским грабеном. Эта ориентация растягивающих напряжений показана соответствующим знаком на стереограммах-выборках *R1* и *R6* на рис. 3.

Получается, с одной стороны, судя по результатам геодезических измерений площадь и объем пород СЕк в настоящее время увеличиваются. С другой стороны, эта же часть Евразийского континента как целое находится в напряженном состоянии сжатия. Такое же сочетание аналогичных данных мы уже получили при изучении тектонической структуры и современной геодинамики некоторых подвижных поясов и сооружений. Предложенная в этом случае [Шевченко, 1984; Шевченко и др., 2017; 2018] интерпретация (увеличение объема слоистых пород в результате привноса в них и последующей кристаллизации дополнительного минерального материала) по нашему мнению, наилучшим образом объясняет весь комплекс приведенных выше данных о современной геодинамике СЕк.

ВЫВОДЫ

Известные для территории северной части Евразийского континента (СЕк) геодезические измерения выявили характерные для всего этого региона горизонтальные смещения GPS-станций с запада на восток, происходящие по пологим, выпуклым к северу дугам.

Установлено, что в пределах южной, наиболее полно изученной окраины СЕк, в пределах дугообразной полосы скорости упомянутых восточных смещений GPS-станций монотонно возрастают с запада на восток, что означает продольное, в этом направлении, увеличение длины рассматриваемой части континента. Скорость удлинения определена в ~4–10 мм/год. Одновременно те же геодезические измерения говорят о неизменности ширины дугообразной полосы, т.е., тем самым, об увеличении ее площади.

По данным совокупностей фокальных механизмов землетрясений в шести из восьми пространственных выборок в пределах СЕк установлена веерообразная, вкрест упомянутых дуг и восточных смещений GPS-станций ориентация осей напряжений максимального субгоризонтального сжатия (укорочения). Это свидетельствует о преобладании напряжений субгоризонтального сжатия в рассматриваемой части земной коры. В направлении продольного удлинения Евразийского континента ориентированы оси минимального сжатия. В двух случаях зафиксирована обстановка абсолютного растяжения.

Предполагается, что увеличение длины и площади рассмотренной части СЕк, происходящее в земной коре (или литосфере?), находящейся в напряженном состоянии субгоризонтального сжатия, может происходить только за счёт развития в коре/литосфере напряжений распора, обусловленных увеличением объема (и площади) слоистых горных пород в результате привноса в них глубинными флюидами из низов коры/верхов мантии дополнительного минерального материала и его последующей кристаллизации.

Неясными остаются, по крайней мере, два вопроса. Во-первых, перемещается ли СЕк (неотъемлемая часть Евразийской литосферной плиты) латерально так, как это подразумевается в рамках плейттектонической концепции, но одновременно удлиняется, или видимость восточного перемещения СЕк создается в результате только его удлинения? Во-вторых, свойственно ли такое удлинение всей территории Евразийского континента, Евразийской литосферной плиты, другим плитам или это единственное в своем роде явление?

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена по проекту № 0144-2019-0011 государственного задания ИФЗ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. 1976. М.: Недра. 231 с.

Кропоткин П.Н. Тектонические напряжения в земной коре по данным непосредственных измерений. Напряженное состояние земной коры. 1973. М.: Наука. С. 21–31.

Кропоткин П.Н. Теория тектоники литосферных плит и геодезические измерения // Природа. 1992. № 7. С. 42–43.

Леви К.Г., Аржанникова А.В., Буддо В.Ю., Кирилов П.Г., Лухнёв А.В., Мирошнеченко А.И., Ружич В.В., Саньков В.А. Современная геодинамика Байкальского рифта // Разведка и охрана недр. 1997. № 1. С. 10–20.

Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е. 2004. Современные проблемы геотектоники и геодинамики. 2004. М.: Научный мир. 612 с.

Новая глобальная тектоника. 1974. М.: МИР. 472 с.

Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. 2001. М.: Научный мир. 606 с.

Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. 2005. М.: изд-во Моск. ун-та. 560 с.

Шевченко В.И. Происхождение структур горизонтального сжатия в складчатом сооружении. 1984. М.: Наука. 160 с.

Шевченко В.И., Добровольский И.П., Лукк А.А. Напряженно-деформированное состояние литосферы эгейского сектора Средиземноморского подвижного пояса // Физика Земли. 2001. № 12. С. 52–63.

Шевченко В.И., Лукк А.А., Гусева Т.В. Автономная и плейттектоническая геодинамика некоторых подвижных поясов и сооружений. 2017. М.: ГЕОС. 612 с.

Шевченко В.И., Гусева Т.В., Добровольский И.П., Крупеникова И.С., Лукк А.А. Автономная (неплейттектоническая) геодинамика Пиренеев // Геофизические процессы и биосфера. 2018. Т. 17. № 1. С. 77–108.

Юнга С.Л. Методы и результаты изучения сейсмотектонических деформаций. 1990. М.: Наука. 191 с.

Cretaux J.-F., Soudarin L., Cazenave A., Bouile F. Present-day tectonic plate motions and crustal deformations from the DORIS space system // J. Geophys. Res. 1998. V. 103. № B12. P. 30176–30181.

Faccenna C., Becker T.W., Lucente F.P., Jolivet Z., Rossetti F. History of subduction and back-arc extension in the Central Mediterranean // Geophys. J. Int. 2001. V. 145. № 3. P. 809–820.

Heflin M., Moore A., Murphy D., Desai S., Bertiger W., Haines B., Kuang D., Sibthorpe A., Sibois A., Ries P., Hemberger D., Dietrich A. GPS Time Series. 2004. <http://side-show.jpl.nasa.gov/mbh/series.html>

Heidbach O., Custodio S., Kingdon A., Mariucci M.T., Montone P., Müller B., Pierdominici S., Rajabi M., Reinecker J., Reiter K., Tingay M., Williams J., Ziegler M. Stress Map of the Mediterranean and Central Europe 2016. GFZ. Data Service. 2016. <https://doi.org/10.5880/WSM.Europe2016>

Heidbach O., Rajabi M., Cui X., Fuchs K., Müller B., Reinecker J., Reiter K., Tingay M., Wenzel F., Xie F., Ziegler M.O., Zoback M.L., M. Zoback M.D. The World Stress Map database release 2016: Crustal stress pattern across scales // Tectonophysics. 2018. V. 744. P. 484–498.

International Seismological Centre (ISC), On-line Bulletin, 2020. Available from: <http://www.isc.ac.uk>

Larson K.M., Freymueller J.T., Philipson S. Global plate velocities from Global Positioning System // J. Geoph. Res. 1997. V. 102. № B5. P. 9961–9981.

Rothacher M., Springer T.A., Schaer S., Beutler G., Brockmann E., Wild A., Wiget A., Boucher C., Botton S., Seeger H. Annual report 1996 of the CODE Analysis center of the

IGS. International GPS service for geodynamics. 1996 annual report. 1997. P. 201–219.

Sella G.F., Dixon T., Mao A. REVEL: a model for recent plate velocities from space geodesy // J. Geoph. Res. 2002. V. 107. № B4. P. ETG11 1–32.

SOPAC <http://sopac-csrc.ucsd.edu>

GPS Kinematics of the Northern Part of the Eurasian Continent and Its Possible Geodynamic Interpretation

V. I. Shevchenko^a, I. S. Krupennikova^a, and A. A. Lukk^{a,*}

^a*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123242 Russia*

**e-mail: lukk@ifz.ru*

The leading role in geotectonics is currently played by the neomobilistic plate tectonic concept which is based on the division of the Earth's crust/lithosphere into plates, blocks, and massifs of different sizes. These crustal units move laterally, driven by the forces that are external to them. For example, it is assumed that under the action of gravity, a plate slips off the mid ocean ridge and then moves horizontally following the heavy subducting slab which sinks into the mantle. The motion due to viscous coupling between the plates and the convective flow in the mantle is considered as most important factor. Mechanical action from the neighboring lithospheric plates is not excluded. The data accumulated to date on the geodetic (mainly GPS) measurements of these real movements within the Eurasian continent indicate that the size of the northern part of the latter has significantly increased. The existing notions about the geodynamics of the Earth's crust/lithosphere disregard this phenomenon. Its several possible interpretations are discussed.

Keywords: geodetic measurements, GPS kinematics of Eurasia, geodynamic interpretation, plate tectonic concept, overall compression, all-round outward pressure, focal mechanisms

ВЛИЯНИЕ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ НА ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ В ЧАСОВОМ ДИАПАЗОНЕ ПЕРИОДОВ

© 2021 г. Г. А. Соболев^{1,*}, Н. А. Закржевская¹, И. Н. Мигунов¹

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

*E-mail: sobolev@ifz.ru

Поступила в редакцию 26.03.2021 г.

После доработки 18.04.2021 г.

Принята к публикации 18.04.2021 г.

Вычислены отклонения скорости вертикальных колебаний земной коры по данным широкополосной сейсмической станции от теоретических значений земных приливов. Они сопоставлены с информацией о погоде в месте расположения станции. Показано, что в интервалах времени одновременного появления низкого атмосферного давления и дождей возникают аномалии скорости деформаций, достигающие по величине половину суточных вариаций скорости земного прилива. Появление аномалий запаздывает от времени минимальных значений давления и сильных дождей на несколько часов, а длительность аномалий измеряется первыми сутками.

Ключевые слова: широкополосная сейсмическая станция, земные приливы, тектонические деформации, атмосферное давление, дожди.

DOI: 10.31857/S0002333721060090

ВВЕДЕНИЕ

Из визуальных наблюдений и количественных данных известно, что между различными природными процессами существуют связи. Значительное количество научных работ посвящено влиянию солнечной активности на сейсмичность Земли [Барсуков, 1991; Гордеев, 1995; Адушкин, 2008; Сычева, 2011; Тарасов, 2019]. После сильнейших магнитных бурь с планетарными Kp -индексами больше 7 появляются сильные землетрясения с магнитудами больше 6.5 в разных районах Земли [Соболев, 2021a]. Недавно было выявлено, что магнитная буря вызывает также колебания земной поверхности продолжительностью в несколько суток. Примечательно, что амплитуда этих колебаний усиливается вблизи границы океан – материк, формируя “береговой эффект” тектонических деформаций [Соболев, 2021б]. Мало изучено влияние метеорологических условий на разные процессы в твердой Земле. Изменения погоды регистрируются на многих метеорологических станциях, размещенных во всех районах мира. На некоторых станциях атмосферное давление, скорость ветра и выпадение осадков записываются несколько раз в сутки и даже ежечасно. Казалось бы, вопросы взаимовлияния и взаимодействия метеорологических параметров с сейсмическими, электромагнитными процессами, а также с деформациями земной коры, должны быть глубоко изучены. Но это не так. Сказывает-

ся, по-видимому, отсутствие единой унифицированной системы метеорологических наблюдений в мире, которая существует, например, в сейсмологии.

В работе [Адушкин и др., 2008] обращалось внимание на связь барических изменений в атмосфере и микросейсмических процессов в земной коре. Ряд вопросов влияния вариаций погоды на сильные землетрясения и разнообразные геофизические поля был изучен А.А. Спиваком [Спивак, 2018; Спивак и др., 2020]. При сопоставлении сейсмического шума на широкополосных сейсмических станциях было показано, что сейсмический шум в минутном диапазоне периодов реагирует на локальные изменения в близко расположенных к станциям областях атмосферы [Sobolev, 2019].

Задача настоящей работы – сопоставить вариации вертикальных компонент теоретического земного прилива и вертикальных колебаний земной поверхности по данным широкополосной сейсмической станции. Мы выбрали для этой цели сейсмическую станцию на северо-западе Северной Америки. Там существует уникальная ситуация, когда сейсмическая станция COR [44.586 с. ш. – 123.303 в. д.] и метеостанция Corvallis [44.56 с. ш. – 123.28 в. д.] расположены практически в одном и том же месте с расстоянием между ними 3.4 км. Обычно, метеостанции с регулярными количественными измерениями погоды находятся при

аэропортах, где шум аэродрома мешает регистрации природных сейсмических сигналов.

Сейсмическая станция COR (Corvallis, Oregon, USA) расположена на пологом склоне. Сейсмометр STS-1 установлен на постаменте из армированного бетона, заглубленным на 3 м от земной поверхности. Под ним находятся граниты. Окружающие станцию горные породы представлены также базальтовой лавой, брекчиями, алевритами и песчаниками. Климат района мягкий, часто идет дождь. Среднегодовой уровень осадков изменяется от 250 до 2500 мм. Средняя температура меняется в январе от 2 до 10°C, в июле до 24°C.

МЕТОДИКА

Полученные из Интернета¹ ежесекундные значения скорости вертикального смещения постаментов станции COR сопоставлялись с вариациями теоретически вычисленной скорости земного прилива. На рис. 1 график P показывает вариации высоты теоретического прилива (далее прилива) в точке координат станции COR в марте 2010 г. Вычисления сделаны с использованием программы PETGTAB [Wenzel, 1999] с дискретностью один отсчет в минуту. Размах колебаний достигает 400 мм. График dP демонстрирует скорость изменения прилива, полученную дифференцированием высоты прилива. Ее амплитуда колеблется в пределах 2.7 мм/мин. График dS представляет скорость вертикального смещения постаментов сейсмической станции COR. Исходная запись с дискретностью 1 отсчет в секунду усреднена до 10 с и очищена фильтром Гаусса [Hardle, 1989; Любушин, 2007] с радиусом 30 единиц (усреднение) от микросейсм секундного диапазона периодов. Далее, она приведена к минутным отсчетам, а ее чувствительность уменьшена в 1400 раз, чтобы проводить сопоставление вариаций dS и dP в одной и той же шкале ординат. Таким образом, значения dS на рисунках представлены в единицах мм/мин, соответствующих скорости изменения высоты прилива dP (рис. 1). Коэффициент корреляции значений dS и dP составляет 0.99. На графике dif приведена разность амплитуд $dif = dS - dP$; ее размах составляет ~23% от изменений dP и dS . Прослеживаются квазипериодические колебания. Проведенный нами анализ величины и формы таких вариаций на разных широкополосных станциях привел к гипотетическому выводу, что эти колебания вызваны разной реакцией сейсмической станции на фазы растяжения и сжатия при земных приливах. Отличия диаграмм растяжения и сжатия твердых материалов хорошо известны [Малинин, 1975]. Амплитуда колебаний зависит от неупругих свойств горных пород в области расположения станции, что

не учитывается при расчете теоретического прилива. Расчетный и наблюдаемый прилив будут различаться и для чисто упругой среды, но с неточно подобранными (в теоретической модели) модулями упругости.

Максимальная и одинаковая чувствительность широкополосных станций системы IRIS, оснащенных сейсмометром STS-1, покрывает диапазон от 0.2 до 360 с [Wieland, Streckeisen, 1982]. Далее, она уменьшается в сторону более длительных периодов в 100 раз на декаду. Этого достаточно, чтобы уверенно регистрировать скорость колебаний земных приливов с периодами 12 и 24 ч, при которых вертикальные перемещения земной поверхности достигают 400 мм [Мельхиор, 1968], а скорости изменения составляют ≈ 2 мм/мин. Считается [Рыков, 1979], что на периодах $>10^3$ с постепенно увеличивается эффект влияния силы тяжести на пружину вертикального маятника. Соответствующая калибровка с учетом гравитации, по-видимому, не проводилась и не опубликована.

В настоящей работе основное внимание поиску влияния погоды на тектоническую деформацию уделялось полосе суточных и полусуточных колебаний. Было проверено, меняется ли чувствительность станции в этом диапазоне. Для этого были выполнены вычисления спектров мощности скоростей изменения прилива dP и смещений dS . Применялась программа А.А. Любушина (SCAN, Wavelet Packet Decomposition). Графики на рис. 2 и рис. 3 представляют колебания в полосах периодов 8.5–17 ч и 17–34 ч. Ошибки dS относительно прилива dP составляют одну и ту же величину (~20%) в обоих диапазонах 12 и 24 ч, что свидетельствует о практически постоянной амплитудно-частотной характеристике сейсмического канала при изучении суточных и полусуточных колебаний. Это означает, что записи сейсмической станции пригодны для сопоставления с приливом во всем этом диапазоне. Вторая особенность состоит в том, что ошибка в dif практически не зависит от амплитуды приливных колебаний. Это позволяет искать отличия сейсмических записей от метеорологических параметров независимо от формы и величины прилива.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Были получены записи станции COR за период с 2010 по 2016 гг. Исследовались только те интервалы, когда не было пропуска ежесекундных данных dS . Изучение результатов часовых значений атмосферного давления, выпадения дождя и скорости ветра на станции Corvallis показало, что иногда отмечались значительные одновременные вариации этих метеорологических параметров.

¹ <http://ds.iris.edu/ds/nodes/dmc/forms/breqfast-request>

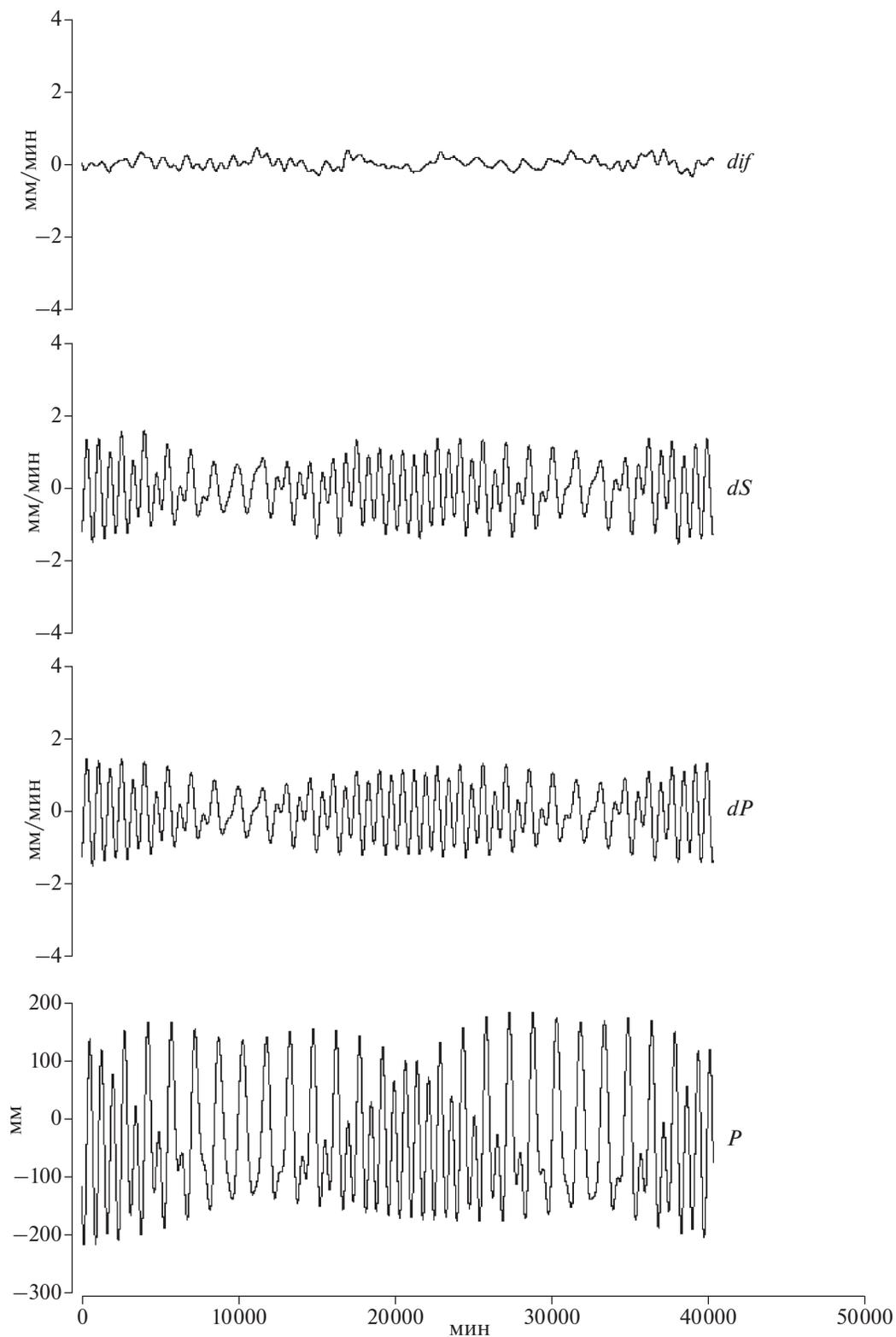


Рис. 1. Вариации земного прилива P , скорости его изменения dP , скорости смещения dS и разности $dif = dS - dP$ на сейсмической станции COR.

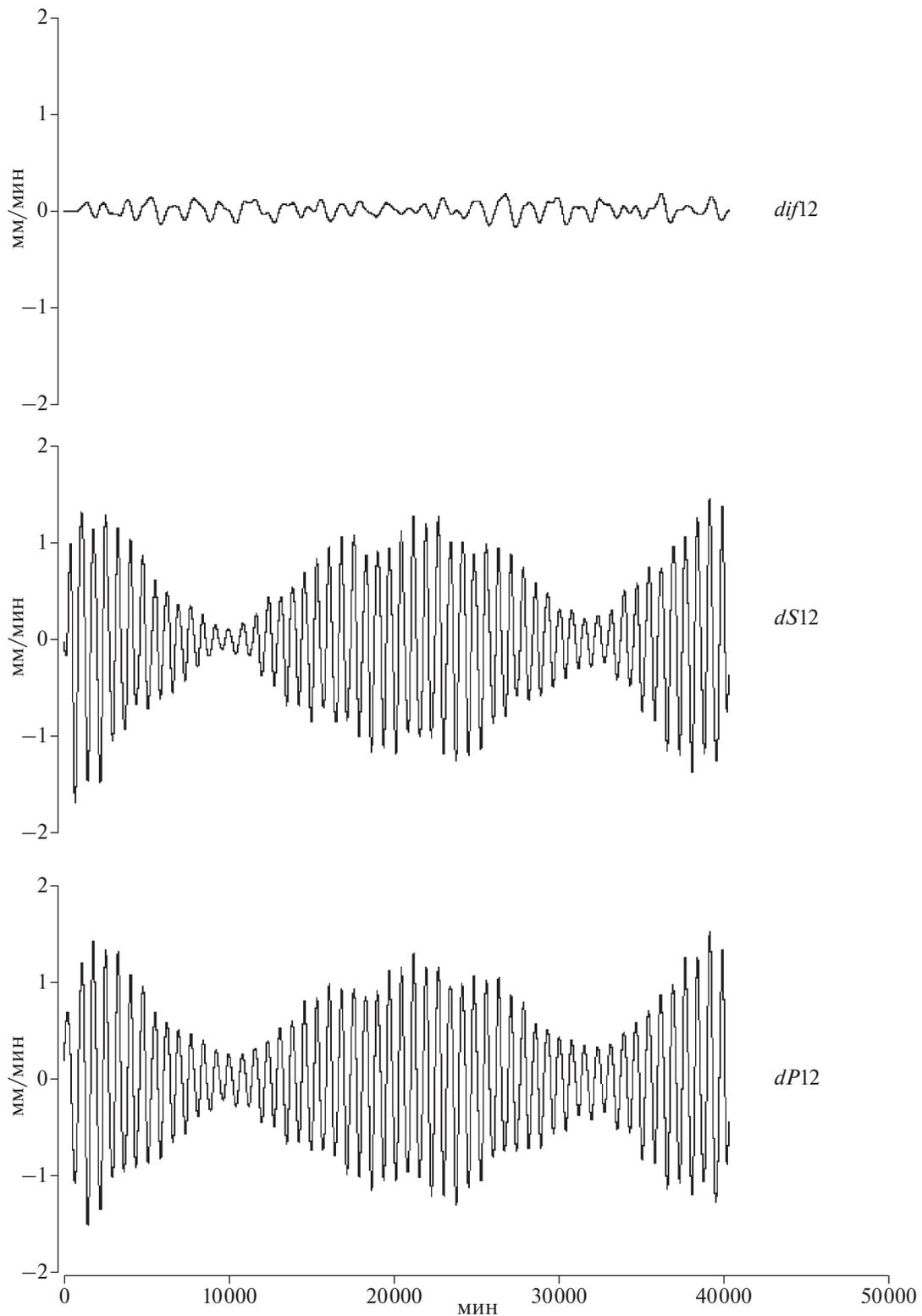


Рис. 2. Значения скорости прилива $dP12$ и скорости смещения $dS12$ в полосе периодов 8.5–17 (≈ 12 ч); $dif12 = dS12 - dP12$.

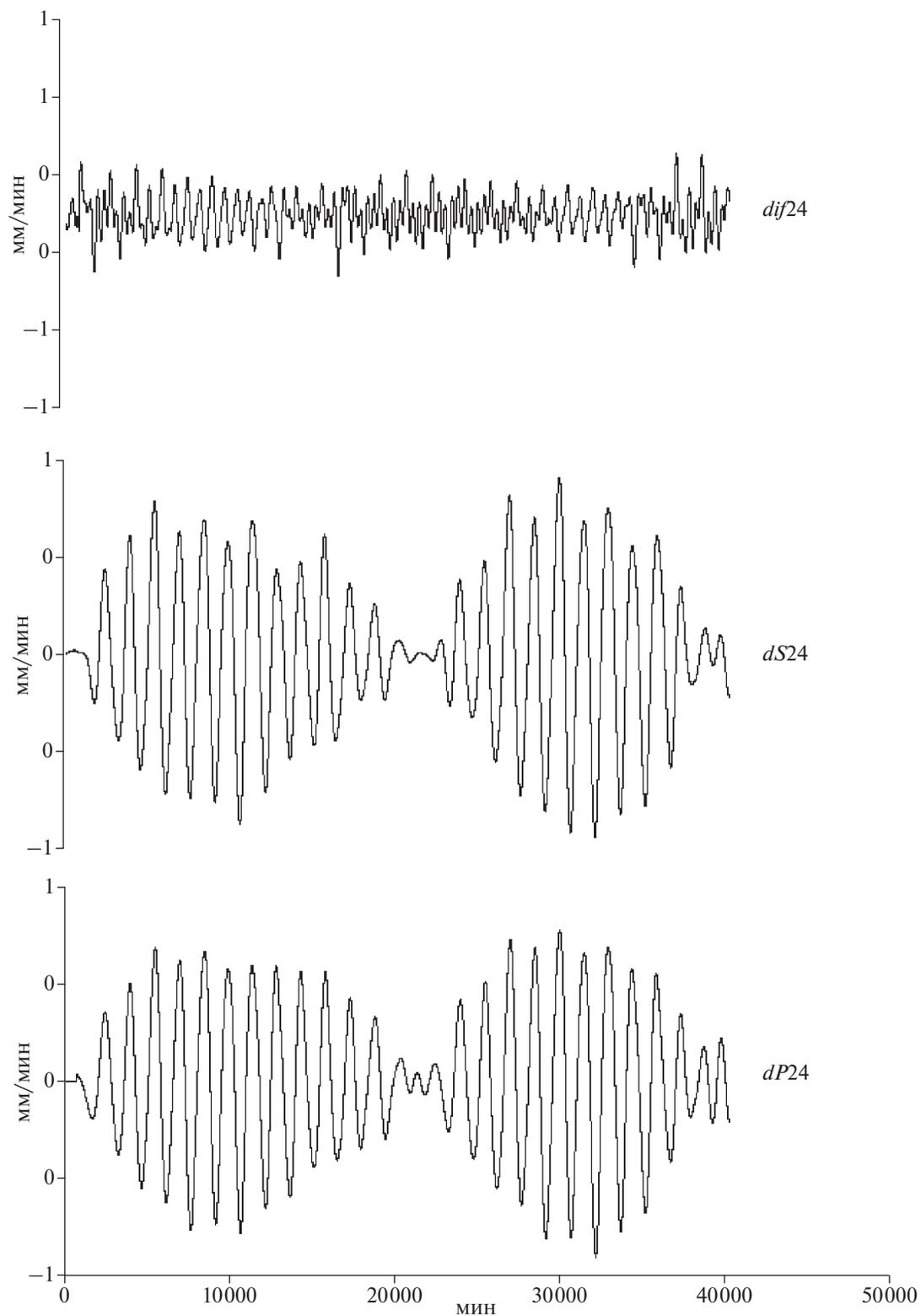


Рис. 3. Значения скорости прилива $dP24$ и скорости смещения $dS24$ в полосе периодов 17–34 (≈ 24 ч); $dif24 = dS24 - dP24$.

На рис. 4 представлены результаты сопоставления в интервале с 01 по 31.11.2012 г. величины $dif = dS - dP$ сейсмической станции COR с данными метеостанции Corvallis. На оси абсцисс в отличие от рис. 1 – рис. 3 показаны значения в часах, так как с такой дискретностью приведены полученные по системе ИНТЕРНЕТ² метеоданные атмосферного давления (а), выпадения осадков (б) и скорости ветра (в). 19 ноября (460 ч) проявляются повышенные относительно предыдущего фона колебания dif . Их амплитуда составляет 1.7 мм/мин, что составляет примерно половину скорости изменения прилива для данной станции (см. график dP , рис 1). На графиках приведены вариации атмосферного давления (а), выпадения осадков (б) и скорости ветра (в). Аномалия dif возникла в интервале низкого давления 997 ГПа при среднем уровне в этом месяце 1009 ГПа. Она сопровождалась сильным дождем с высотой слоя осадков 20 мм и усилением ветра. Длительность аномалии составила примерно 15 ч.

В марте 2013 г. (рис. 5) были 2 интервала падения атмосферного давления до 995 ГПа (100 и 650 ч) при среднемесечном уровне 1013 ГПа. В обоих случаях они сопровождалась дождями величиной до 2.3 и 7.4 мм и длительностью в одни сутки. Минимумы давления совпадали по времени с серединами дождевых серий. Аномальное повышение dif отмечено в конце серий дождей на фоне повышения давления после минимумов. Усиление ветра произошло только во втором случае.

В апреле 2011 г. аномалия с амплитудой 1.8 мм/мин возникла через 6 ч после минимума атмосферного давления до 998 ГПа при среднемесечном уровне 1012 ГПа (рис. 6). Минимум пришелся на середину серии дождей с мощностью слоя осадков до 3.7 мм. Особенностью записи была смена преобладающего периода колебаний от 24 до 12 ч после аномалии. Анализ показал, что это связано со сменой формы земного прилива за счет большего или меньшего вклада 12 и 24 часовых колебаний; это продемонстрировано на графике скорости прилива dP . Импульсная форма аномалии отличается от приливных колебаний, что делает более вероятным ее происхождение за счет погодных условий.

В некоторых случаях при небольших амплитудах dif не удавалось точно определить начало и развитие аномалии. Тогда мы применяли программу вычисления когерентности А.А. Любушина *WBRCM.exe*, любезно предоставленную автором [Любушин, 2007]. Под когерентностью в физике понимается согласованность нескольких колебательных процессов во времени. Мы предполагали, что в нашем случае мера когерентности будет иметь высокие значения при сопоставле-

нии сдвинутых во времени участков записи dif , если процесс описывается повторяющимися колебаниями вследствие земного прилива. Влияние дополнительных источников метеорологической природы (атмосферное давление, выпадение осадков и усиление ветра) могло уменьшать когерентность.

Применялась следующая схема вычислений. В записи dif выделялись 3 последовательных интервала, сдвинутых во времени на 1 сут (1440 мин), и вычислялась мера когерентности при их совместном анализе в движущемся окне длиной 4320 мин со сдвигом 1 мин. Конечно, продолжительность суточных колебаний земных приливов варьировала, но в среднем колебалась вокруг значения 1440 мин. Выбор сравниваемых выборок именно этой длительности показал наибольшую устойчивость вычисления меры когерентности.

Робастная вейвлетная мера когерентности $k(\tau, \beta)$, описывается в программе Любушина *WBRCM* формулой:

$$k(\tau, \beta) = \prod_{k=1}^q |\bar{v}_k(\tau, \beta)|, \quad (1)$$

где: $v_k(\tau, \beta)$ – коэффициент, описывающий силу связанности процесса с номером k с другими; τ – временная координата правого конца скользящего временного окна; β – уровень детальности вычисления коэффициентов $c_j^{(\beta, \tau)}(k)$ дискретного ортогонального вейвлет-преобразования. Временная “зона ответственности” коэффициента $c_j^{(\beta, \tau)}(k)$ определяется степенным законом $\Delta T = 2^\beta$. Вычисляется также минимально возможное значение числа вейвлет-коэффициентов L_{\min} для уровня детальности с номером β , при котором допустимо вычисление корреляций. Значения меры (1) могут лежать в пределах от 0 до 1. Чем больше значение $k(\tau, \beta)$, тем сильнее совокупная связь между анализируемыми процессами. Наибольший интерес представляют не абсолютные значения, а относительные величины для различных τ . В ниже представленном результате число вейвлет-коэффициентов было выбрано $L_{\min} = 14$ и вычислялись вейвлеты HAAR Sym02. Эта методика применялась нами в работе [Соболев, 2021б] и показала высокую эффективность. Количественные результаты вычислений $k(\tau, \beta)$ обозначим знаком **ког** (когерентность).

Приведем на рис. 7 пример сентября 2015 г., когда трудно было выделить начало и длительность аномалии dif в интервалах пониженного атмосферного давления и выпадения осадков. Минимум вычисленного графика **ког** указывает время наибольшего отклонения меры когерентности от квазипериодического процесса, что вызвано аномалией скорости смещения. Стрелка обозна-

² <https://www.wunderground.com>

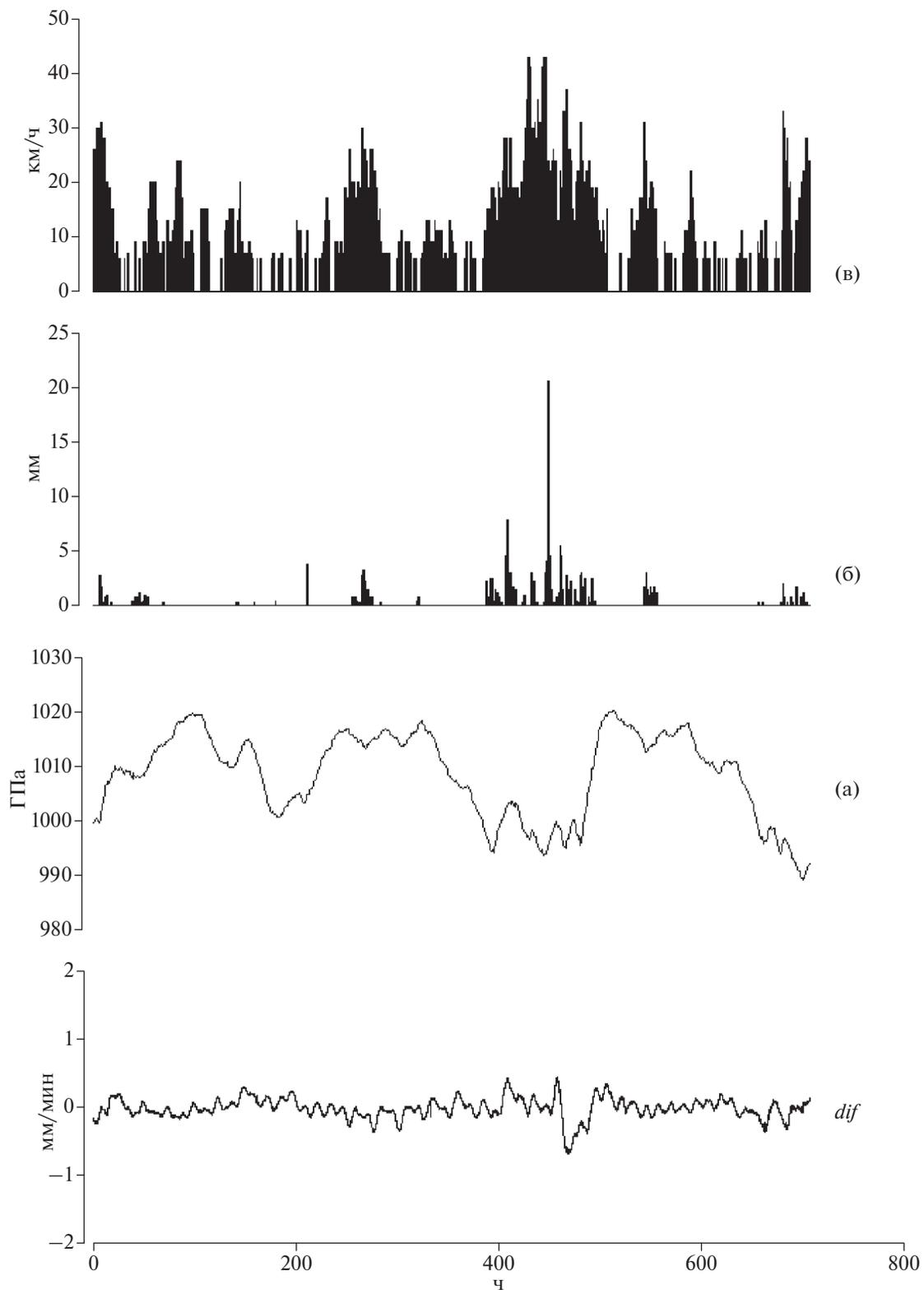


Рис. 4. Отклонение скорости смещения dS от скорости прилива dif во время пониженного атмосферного давления (а), выпадения дождей (б) и усиления ветра (в). Часы отсчитаны от начала месяца.

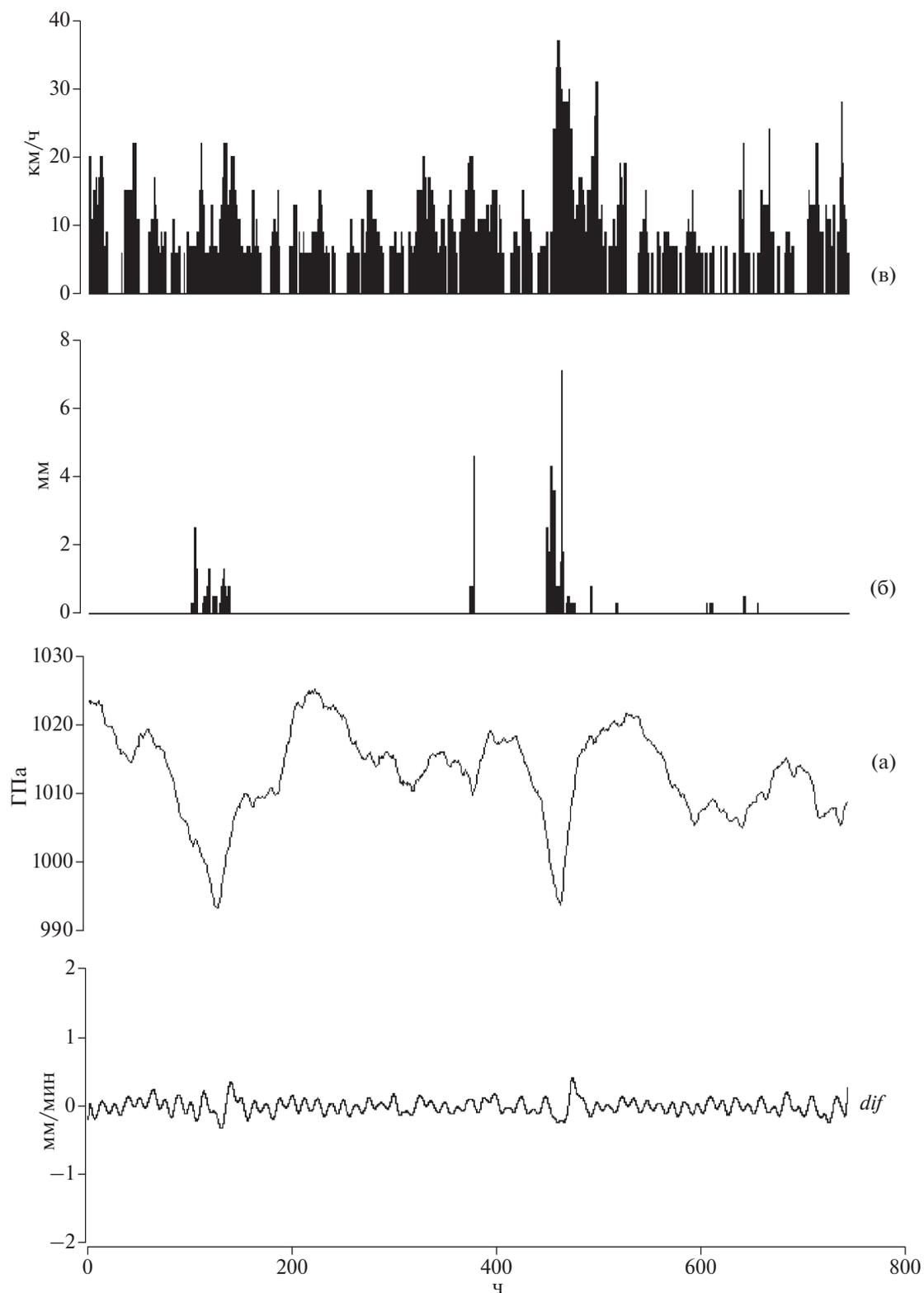


Рис. 5. Отклонения скорости смещения dS от скорости прилива dif в интервалах пониженного атмосферного давления (а) и, выпадения дождей (б); усиление ветра (в) отмечалось лишь в интервале 460–480 ч. Часы отсчитаны от начала месяца.

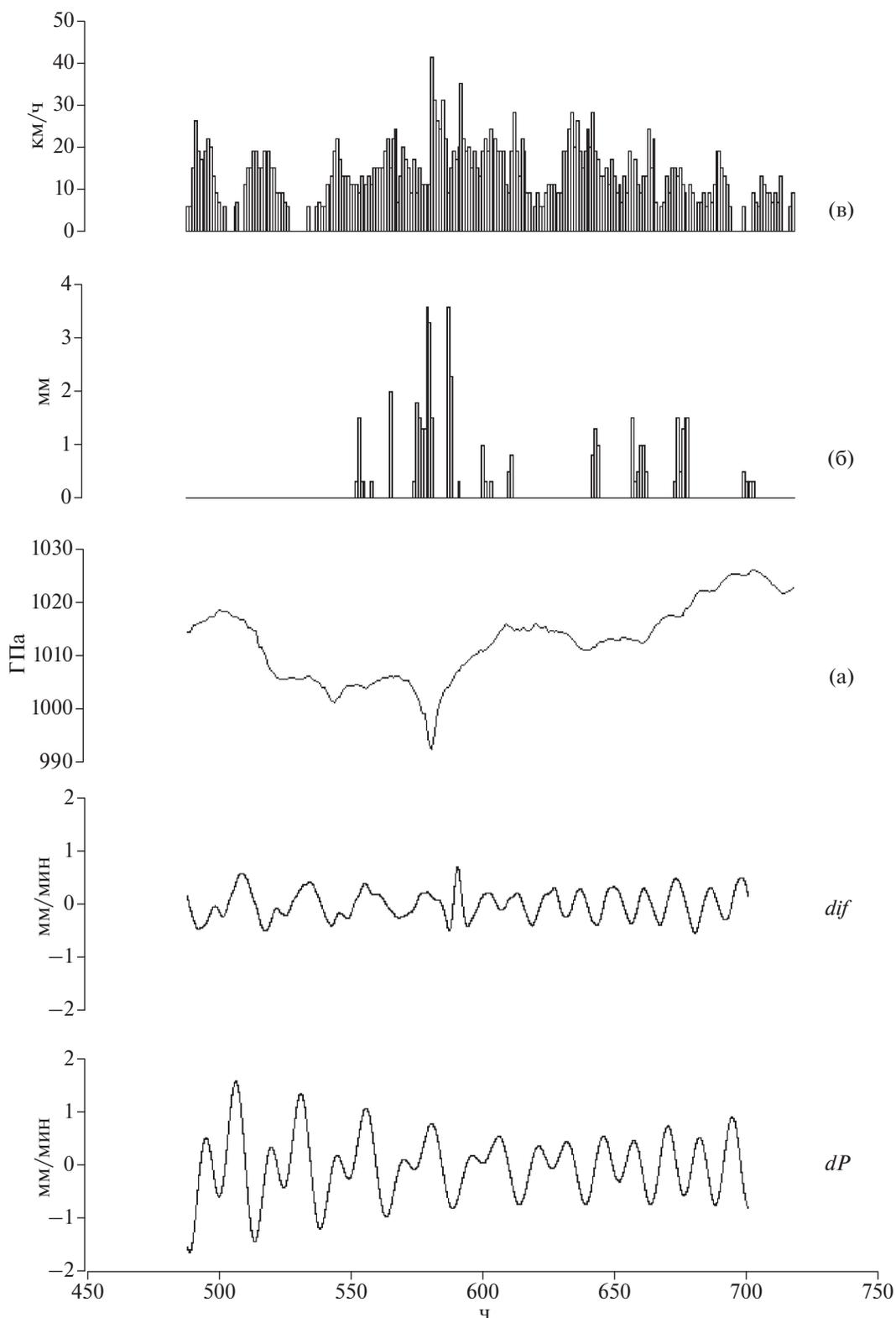


Рис. 6. Отклонения скорости смещения dS от скорости прилива dif в интервалах пониженного атмосферного давления (а), выпадения дождей (б) и усиления ветра (в). График dP демонстрирует структуру скорости прилива. Часы отсчитаны от начала месяца.

Таблица 1. Количественные характеристики отклонения *dif* по сейсмологическим данным от скорости прилива

1	2	3	4	5	6	7	8	9
10.2010	260	0.3	225	5	240	989	35	20
04.2011	584	1.7	583	4	581	998	1	3
09.2011	580	0.3	580	3	570	997	0	10
11.2012	460	1.7	380	2	445	997	80	15
01.2013	205	1.1	200	1	200	1003	5	5
03.2013	466	0.7	448	7	465	987	18	1
09.2013	673	0.7	667	17	666	994	6	7
01.2014	250	1.7	245	4	250	1000	5	0
01.2015	410	1	385	2	410	1000	25	0
02.2015	648	0.5	605	2	640	998	43	8
08.2015	715	0.5	675	6	674	995	40	36
09.2015	353	0.3	347	13	352	1002	6	1
02.2017	380	1.4	370	14	370	985	10	10

Примечания: Номера колонок означают: 1 – месяц и год появления аномалии; 2 – начало аномалии *dif*, часы; 3 – амплитуда *dif*, мм/мин; 4 – начало дождя, часы; 5 – количество выпавших осадков в месте расположения метеостанции, представленное толщиной слоя осадков – мм; 6 – время минимума атмосферного давления, часы; 7 – амплитуда атмосферного давления, ГПа; 8 – разница во времени между началом аномалии *dif* и началом дождя, часы; 9 – разница во времени между началом аномалии *dif* и минимумом атмосферного давления, часы.

чае время относительно небольшого дождя (0.5 мм) в серии осадков. Результаты вычисления **ког** при пошаговом сдвиге движущегося окна в 1 мин привели к выводу, что начало аномалии запаздывало относительно начала дождя на 6 часов, а наибольшее отклонение *dif* от значений скорости прилива dP составило 17 ч.

Аномалии скорости смещения возникали при низком атмосферном давлении, сопровождаемом дождем. В то же время, при высоком давлении даже существенное количество осадков (≥ 2 мм) не вызывало изменения скорости смещения. Пример продемонстрирован на рис. 8. Там 5-го (113 ч) и 28-го (667 ч) сентября 2013 г. прошли дожди с амплитудой осадков 20 и 17 мм при уровне атмосферного давления 1009 и 994 ГПа, соответственно. Аномалия скорости смещения *dif* возникла только во 2-ом случае. В данном примере амплитуда *dif* была повышенной в интервале 220–390 ч. Выяснилось, что это было связано с изменением структуры прилива, как объяснялось выше на примере рис. 6. В ниже приведенной таблице перечислены некоторые количественные характеристики выявленных в настоящей работе аномалий *dif*.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Из приведенных в таблице случаев сопоставления скоростей смещения по сейсмологическим данным и скоростей прилива вытекают следующие основные выводы. 1). Аномалии *dif* возникали одновременно или после минимумов атмосферного давления и выпадения дождя (колонки 8 и 9 в табл. 1). Различиям времени запаздывания аномалии в разных случаях не следует придавать большого значения. Мы не имеем сведений о расстоянии центра выпавших осадков до сейсмостанции, что скажется на времени задержки аномалии. Из многочисленных работ в области гидрогеологии известно, что скорость фильтрации воды (метры за сутки) различается для разных горных пород на несколько порядков. Детальные исследования продвижения фронта порового давления при течении воды в области водоохранилищ Койна–Варна [Смирнов, 2017] продемонстрировали большой разброс вследствие разной проницаемости горных пород и наличия разломов. В условиях разнообразия пород вокруг сейсмостанции COR (см. ВВЕДЕНИЕ) разное запаздывание аномалий *dif* после дождей вполне допустимо. 2). Аномалии *dif* проявлялись только в тех случаях, когда дожди происходили при низких атмосферных давлениях ≤ 1003 ГПа. 3). Не удалось выявить влияние на возникновение аномалий *dif* силы ветра. Он возрастал, как правило, при низком в районе станции давлении, что соответствовало хорошо известному факту движения облаков из соседних областей. Отсутствие реакции *dif* на ветер, возможно, связано с тем, что мы вычисляли вертикальное смещение земной поверхности. Попытки выделить аномалии на горизонтальных компонентах С-Ю и В-З были безуспешными вследствие большой зашумленности записей. Не обнаружены также изменения во время аномалий *dif* температуры воздуха в месте расположения станции. Отклонения от фоновых вариаций не превышали 1°C при ежесуточных вариациях порядка 7°–9°.

Вопросам динамики локальных деформаций большое внимание уделялось в исследованиях Ю.О. Кузьмина [Кузьмин, 2019a]. Детально и в различных регионах изучались деформации, в том числе, в разломных зонах. В частности, в работе [Кузьмин, 2019b] показано, что высокий уровень относительных деформаций в них, на 2 порядка превышающий деформации при земных приливах, не может быть объяснен линейными эффектами изменения жесткости горных пород, в том числе при выпадении осадков [Кузьмин, Жуков, 2004]. Была предложена модель параметрически возбудимой активной среды, когда малые воздействия различной природы выводят из состояния равновесия глобальные и региональные силы, создавая эффект нелинейного усиления колебаний.

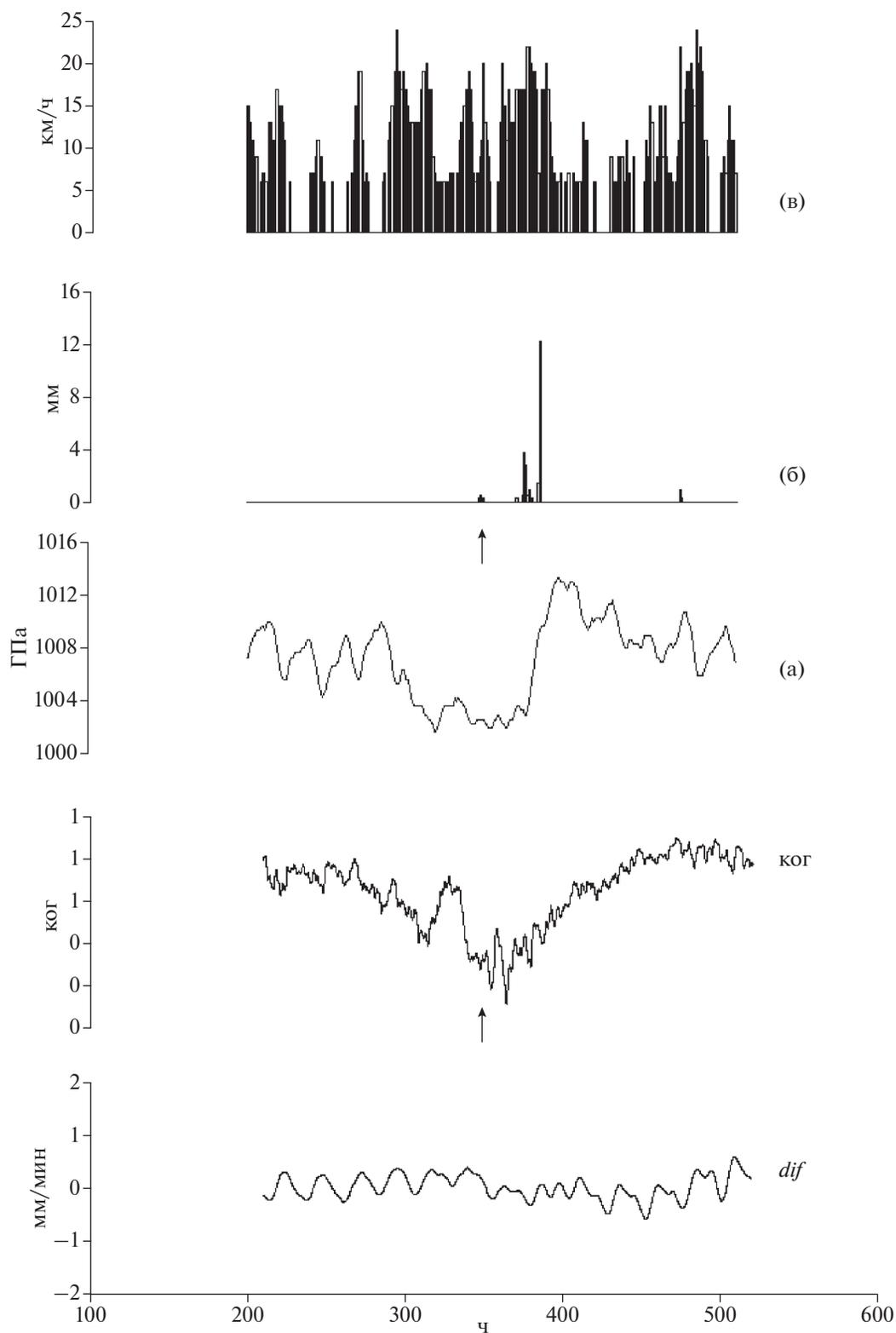


Рис. 7. Отклонения скорости смещения dS от скорости прилива dif в интервалах пониженного атмосферного давления (а) и выпадения дождей. График ког показывает вариации меры когерентности 3-х последовательных суточных выборок dif . Стрелки отмечают время первого дождя. Часы отсчитаны от начала месяца.

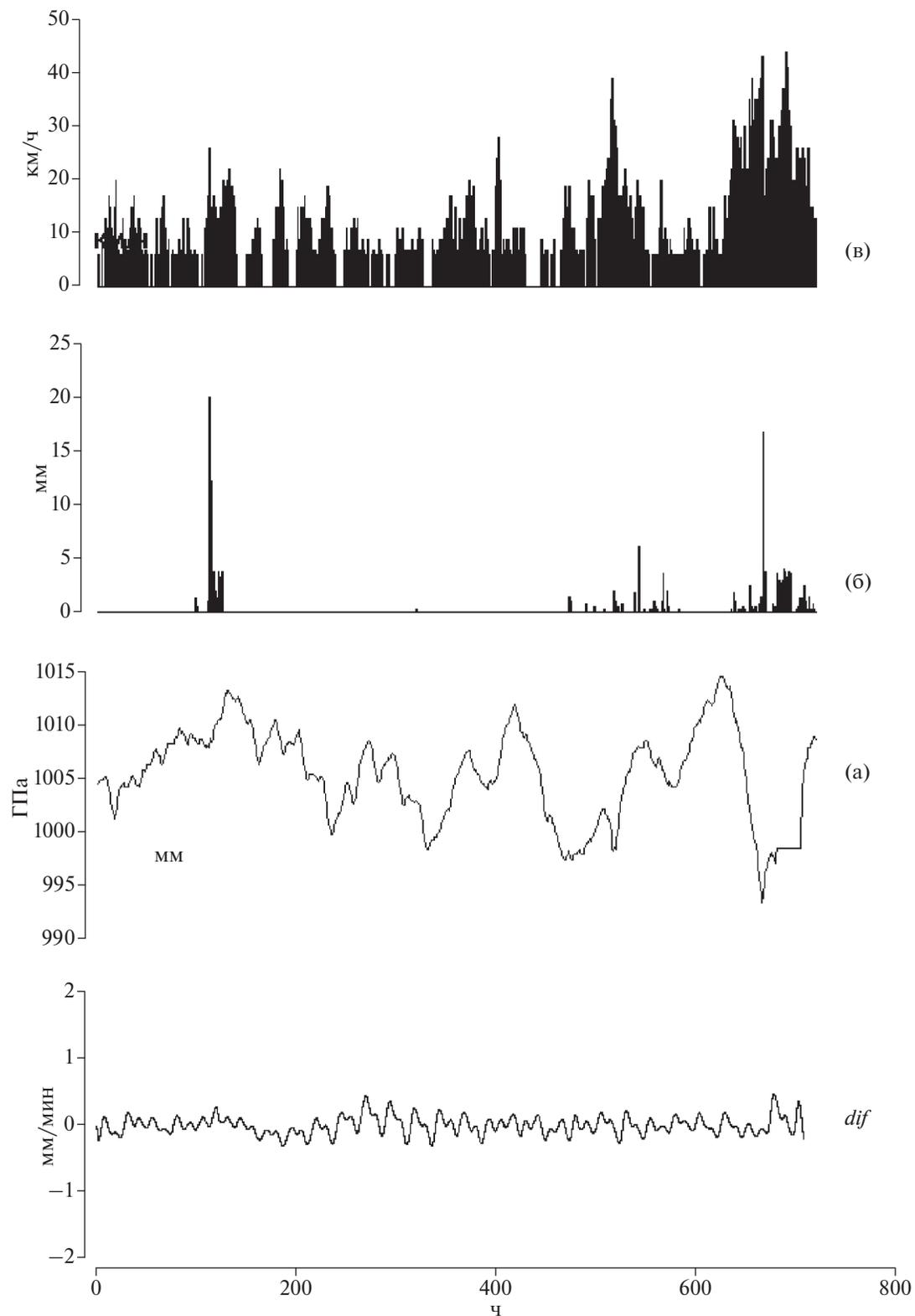


Рис. 8. Вариации dif в интервалах высокого (120 ч) и низкого (660 ч) атмосферного давления (а) при одновременном выпадении дождей высотой слоя 20 и 17 мм. Аномалия dif возникла при низком давлении. Часы отсчитаны от начала месяца.

Главное отличие исследований Ю.О. Кузьмина от настоящей работы состоит, по-видимому, в том, что там изучались деформации суточных и более длительных периодов. Это связано с тем, что экспериментальные данные были получены, в основном, на геодезических полигонах (наклонометры, нивелиры, GPS) с дискретностью наблюдений часы, сутки, месяцы, годы. Мы же использовали здесь результаты сейсмических наблюдений с дискретностью 1 отсчет в секунду. Это позволяло изучать динамику колебаний в часовом и суточном диапазонах периодов.

У нас нет оснований отметить существенную роль разломов при формировании аномалий скорости смещения. Расположение разлома под сейсмической станцией COR маловероятно. Во-первых, он не упомянут в описании станции. Во-вторых, обычным и важным требованием установки сейсмических станций является залегание под ними неразрушенных массивов скальных пород, чтобы избежать искажений структуры сейсмических лучей. Это позволяет предположить, что в рамках общей модели параметрически возбудимой активной среды Ю.О. Кузьмина на результаты описанных в настоящей статье исследований влияют разные физические механизмы.

Один из них был предложен для объяснения нелинейного отклика среды на внедрение воды в лабораторных условиях [Соболев и др., 2006]. Там в механически нагруженную модель добавлялась вода в количестве 0.1% от объема модели. Это привело к нелинейному росту акустической эмиссии. Экспоненциально возрастало количество трещин, местоположение которых было определено с помощью локации акустических сигналов. Результаты объяснялись уменьшением прочности модели в результате адсорбции, хемосорбции, смачивания и других физико-химических взаимодействий вследствие эффекта Ребиндера [Ребиндер, Щукин, 1972; Корнев, 2003]. Он вызван уменьшением свободной поверхностной энергии на границе жидкого и твердого тела. Этот нелинейный эффект проявляется в горных породах, содержащих MgO , Al_2O_3 , SiO_2 , P_2O_5 , K_2O , CaO , MnO , FeO . Их наличие, практически, несомненно в широком наборе пород вокруг станции COR (см. ВВЕДЕНИЕ). Если этот механизм действует, то следствием будет изменение жесткости пород, влияющее на приливные колебания.

Последовательность возникновения аномалий скорости смещения прокомментируем на примере рис. 9. В интервале 340–400 ч (14.11–17.11.2012 г.) происходило постепенное падение атмосферного давления (а) от 1017 до 995 ГПа. Затем пошла дожди (график В), наиболее мощный из которых с толщиной водного слоя 20 мм случился 19 ноября (456 ч). В этом интервале амплитуда колебаний *dif* несколько увеличилась, но

наиболее примечательной особенностью было возрастание графика *sdif*. Он вычислен суммированием значений *dif* с шагом 1 мин, т.е. представляет отклонения сейсмологических данных от уровня теоретического прилива в единицах смещения. Отклонение кривой *sdif* от 0 составило ≈ 400 мм, т.е. соответствовало максимальным колебаниям земного прилива на данной станции (см. рис.1). В интервале постепенного роста *sdif* (416–462 ч) атмосферное давление (а) менялось мало. Это позволяет предположить, что главную роль играло выпадение дождя и причина состоит в намокании пород. Аномалия скорости смещения *dif* появилась через 5 ч после мощного дождя и продолжалась около 30 ч.

Гипотетическая схема физики происхождения аномалий скорости смещения под влиянием метеорологических условий состоит в следующем. Динамические процессы в атмосфере формируют иногда область низкого давления в месте расположения станции COR. Это вызывает восходящие движения поверхности земли, изменяет структуру порового пространства и увеличивает проницаемость верхнего слоя горных пород. Приход облаков из соседних районов вызывает дождь. Проникновение воды в пористое пространство и смачивание широкого спектра минералов вызывает вышеупомянутый эффект Ребиндера. Следствием является рост новых трещин и скорости смещения. Не интенсивность понижения атмосферного давления и величина осадков определяют амплитуду аномальных колебаний *dif*. Например, толщина слоя выпавших осадков в анализированных нами случаях составляла примерно 10мм, в то время как суммарная амплитуда накопления отсчетов *dif* достигала 400 мм (рис. 9). Совместное воздействие атмосферного давления и дождя играло роль триггера, высвобождающего накопленную в Земле упругую энергию.

Естественно, на описываемый процесс могут влиять и другие физические механизмы. Теоретически рассчитанный прилив может отличаться от истинного. В работе [Молоденский М.С., Молоденский Д.С., 2012] показано, что один из механизмов связан с вариациями тектонических напряжений вблизи очагов катастрофических землетрясений с магнитудами $M > 8$. Он не подходит к нашему случаю. Ближайшие землетрясения с $5 < M < 6$ происходили на расстоянии свыше 300 км от станции COR [USGS, Significant Earthquakes Archive].

Влияние воды на изменение свойств горных пород исследовалось неоднократно [Bettinelli et al., 2008; Panda et al., 2018; Farquharson, Amelung, 2020]. Подчеркнем одну особенность выделенного нами эффекта. Возникновение аномальных смещений земной поверхности наблюдалось только в случаях одновременного проявления до-

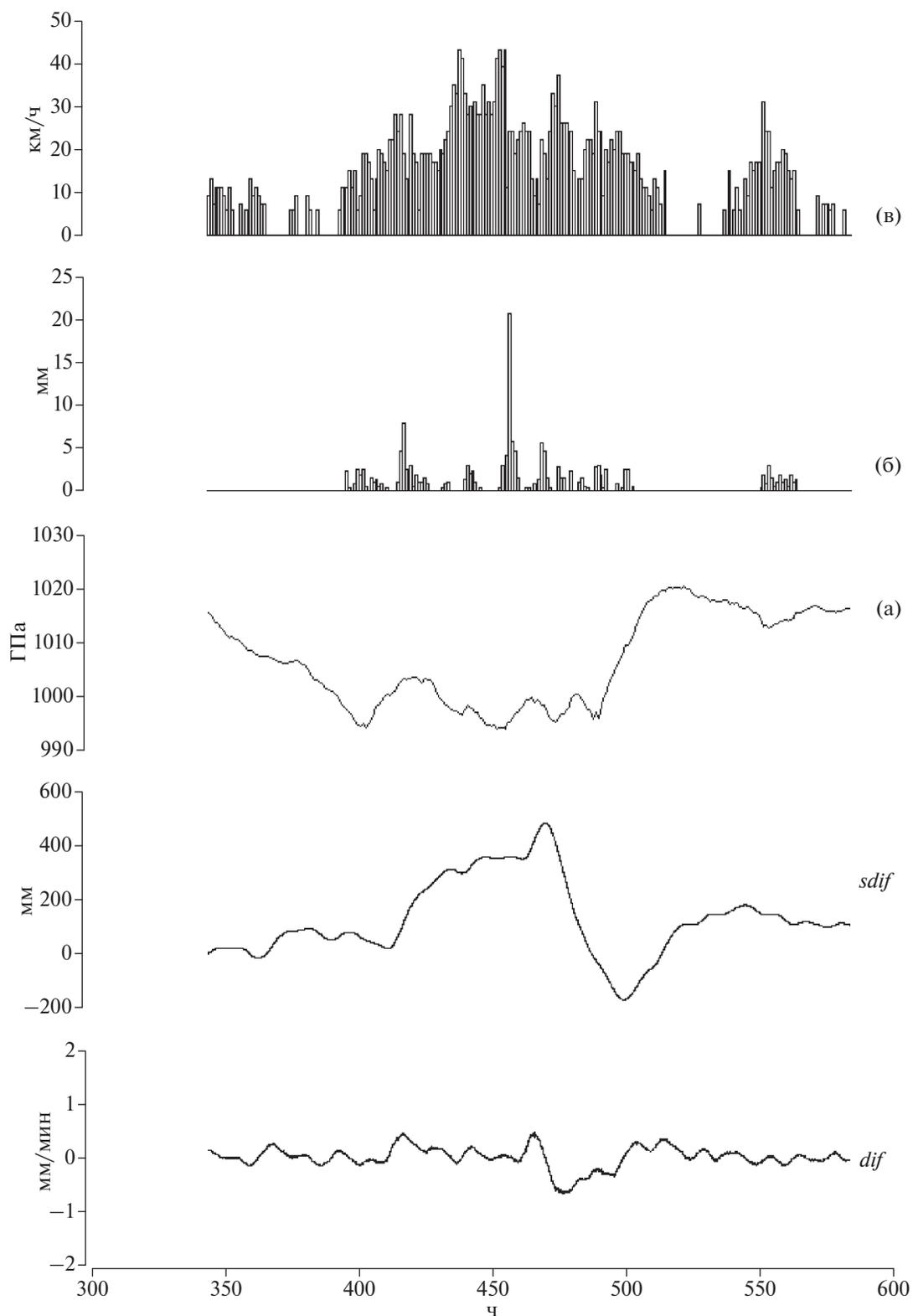


Рис. 9. Аномалия *dif* в интервалах низкого атмосферного давления (а) при одновременном выпадении дождей с высотой слоя до 20 мм в. Накопление последовательных значений *dif* показано на графике *sdif*. Часы отсчитаны от начала месяца.

ждя и низкого атмосферного давления. Выпадение дождя при высоком давлении такого эффекта не вызывало. Таким образом, кроме смачивания дождем нужно еще увеличение открытой пористости горных пород, что обеспечивается понижением атмосферного давления. В таких условиях небольшого возмущения состояния горной породы вследствие эффекта Ребиндера, видимо, достаточно для триггерного возбуждения регистрируемых сейсмостанцией изменений скорости смещения поверхности земли относительно прилива.

ВЫВОДЫ

- Обнаружены изменения в скорости смещения земной поверхности относительно скорости прилива при выпадении дождя в условиях низкого атмосферного давления.
- Амплитуда этих изменений достигала 50% от амплитуды суточных вариаций скорости прилива.
- Длительность изменений составляла 1–2 сут.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках Госзадания ИФЗ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Адушкин В.В., Локтев Д.Н., Спивак А.А.* Влияние барических возмущений атмосферы на микросейсмические процессы в земной коре // *Физика Земли*. 2008. № 6. С. 77–85.
- Барсуков О.М.* Солнечные вспышки, внезапные начала и землетрясения // *Физика Земли*. 1991. № 12. С. 93–97.
- Гордеев Е.И., Салтыков В.А., Сеницын В.И., Чебров В.Н.* К вопросу о связи высокочастотного сейсмического шума с лунно-солнечными приливами // *Докл. РАН*. 1995. Т. 340. № 3. С. 386–388.
- Корнев В.М.* Количественное описание эффекта Ребиндера (хрупкие и квазихрупкие тела): от замедления разрушения до самопроизвольного диспергирования // *Физическая мезомеханика*. 2003. Т. 6. № 3. С. 9–18.
- Кузьмин Ю.О., Жуков В.С.* Современная геодинамика и вариации физических свойств горных пород. М.: изд-во МГГУ. 2004. 264 с.
- Кузьмин Ю.О.* Современная геодинамика: от движений земной коры до мониторинга ответственных объектов // *Физика Земли*. 2019а. № 1. С. 78–103.
- Кузьмин Ю.О.* Индуцированные деформации разломных зон // *Физика Земли*. 2019б. № 5. С. 61–75.
- Любушин А.А.* Анализ данных систем геофизического и экологического мониторинга. М.: Наука. 2007. 228 с.
- Мельхиор П.* Земные приливы. М.: Мир. 1968. 454 с.
- Молоденский М.С., Молоденский Д.С.* О временных изменениях приливного отклика среды в окрестностях очагов катастрофических землетрясений // *Физика Земли*. 2012. № 11. С. 54–68.
- Ребиндер П.А., Шукин Е.Д.* Поверхностные явления в твердых телах в процессах их деформации и разрушения // *Успехи физ. наук*. 1972. Т. 108. С. 3–42.
- Рыков А.В.* К проблеме наблюдений колебаний Земли. Аппаратура, методы и результаты сейсмометрических наблюдений. М.: Наука. Сб. Сейсмические приборы. 1979. Вып. 12. С. 3–8.
- Смирнов В.Б., Шринагеш Д., Пономарев А.В. и др.* Режим сезонных вариаций наведенной сейсмичности в области водохранилищ Койна–Варна, Западная Индия // *Физика Земли*. 2017. № 4. С. 40–49.
- Соболев Г.А., Пономарев А.В., Кольцов А.В. и др.* Влияние инъекции воды на акустическую эмиссию при долговременном эксперименте // *Геология и геофизика*. 2006. Т. 47. № 5. С. 608–621.
- Соболев Г.А.* Влияние больших магнитных бурь на возникновение больших землетрясений // *Физика Земли*. 2021а. № 1. С. 1–17.
- Соболев Г.А.* Воздействие магнитной бури на тектонические деформации и береговой эффект // *Вулканология и сейсмология*. 2021б. № 2. С. 11–28.
- Спивак А.А., Рыбнов Ю.С., Харламов В.А.* Вариации геофизических полей при ураганах и шквалах // *Докл. РАН*. 2018. Т. 480. № 5. С. 592–595.
- Спивак А.А., Шалимов С.Л., Рябова С.А., Харламов В.А.* Об атмосферных проявлениях сильных землетрясений // *Физика Земли*. 2020. № 4. С. 51–60.
- Сычева Н.А., Богомолов Л.М., Сычев В.Н.* О геоэффективных солнечных вспышках и вариациях уровня сейсмического шума // *Физика Земли*. 2011. № 3. С. 55–71.
- Тарасов Н.Т.* Влияние солнечной активности на сейсмичность Земли // *Инженерная физика*. 2019. № 6. С. 23–33.
- Bettinelli P., Avouac J.-P., Flouzat M., Bollinger L., Ramillien G., Rajaure S., Sapkota S.* Seasonal variations of seismicity and geodetic strain in the Himalaya induced by surface hydrology // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2008. V. 266. P. 332–344.
- Farquharson J.I., Amelung F.* Extreme rainfall triggered the 2018 rift eruption at Kilauea Volcano // *Nature*. 2020. V. 580. P. 491–495.
- Hardle W.* Applied nonparametric regression. Cambridge, N.Y., New Rochell, Melbourne, Sydney: Cambridge University Press, 1989. (Русский перевод: *Хардле В.* Прикладная непараметрическая регрессия. М.: Мир. 1993. 349 с.)
- Panda D., Kundu B., Gahalaut V.K., Bürgmann R., Jha B., Asaithambi R., Yadav R.K., Vissa N.K., Bansal A.K.* Seasonal modulation of deep slow-slip and earthquakes on the Main Himalayan Thrust // *Nature communications*. 2018. V. 9. P. 4140.
- Sobolev G.A., Sobolev D.G., Migunov I.N., Zakrzhevskaya N.A.* Some Properties of Low Frequency Seismic Noise // *Izvestiya. Physics of the Solid Earth*. 2014. V. 50. № 4. P. 474–483.
- Wenzel G.* Program PETGTAB. Version 3.01. 1999. University Hannover.
- Wieland E., Streckeisen G.* The leaf-spring seismometer – design and performance // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 1982. V. 72. P. 2349–2367.

Effect of Meteorological Conditions on the Tectonic Deformations in the Hourly Range of Periods

G. A. Sobolev^{a,*}, N. A. Zakrzhevskaya^a, and I. N. Migunov^a

^a*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123242 Russia*

**e-mail: sobolev@ifz.ru*

Deviations of vertical velocities of crustal movements measured by a broadband seismic station from the velocities of the Earth's tides predicted by theory are calculated. The obtained deviations are compared with weather data at station site. It is shown that during the intervals of simultaneous occurrences of low atmospheric pressure and rainfalls, strain anomalies emerge reaching half of the diurnal variations of tidal velocities. The anomalies appear a few hours after the time of the minimum pressure and heavy rains and their duration is a few days.

Keywords: broadband seismic station, Earth's tides, tectonic deformations, atmospheric pressure, rainfall

УДК 550.347

ГЛУБИННАЯ СТРУКТУРА И ДИНАМИКА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ БАЛКАНСКОГО ПОЛУОСТРОВА ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

© 2021 г. Л. П. Винник^{1,*}, Г. Д. Георгиева², С. И. Орешин¹, Л. И. Макеева¹,
Д. Н. Драгомиров³, В. Д. Бучакчиев³, Л. Д. Димитрова³

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

²Университет им. Св. Климента Охридского, г. София, Болгария

³Национальный институт геофизики, геодезии и географии, г. София, Болгария

*E-mail: vinnik@ifz.ru

Поступила в редакцию 31.05.2021 г.

После доработки 23.06.2021 г.

Принята к публикации 23.06.2021 г.

Выполнен анализ P - и S -приемных функций для 19 сейсмических станций на Балканском полуострове. Половина станций находится в Болгарии. Мощность коры меняется в пределах от 28–30 до 50 км. Отношение скоростей продольных и поперечных волн в верхней коре местами достигает 2.0. На юго-западе района исследований 410-километровая сейсмическая граница поднята на 10 км относительно нормальной глубины. Причиной поднятия может быть гидратация и/или охлаждение переходной зоны мантии под влиянием Эллинской зоны субдукции. Над 410-км границей может находиться связанный с ней слой низкой скорости S -волн. В северо-западной части района исследований этот слой присутствует, несмотря на практическое отсутствие самой границы. Сходный парадокс был ранее отмечен в центральной Анатолии. Наблюдаются признаки низкоскоростного слоя на глубине более 410 км. Совместное обращение приемных функций двух типов (P и S) и фазовых скоростей волн Рэлея обнаруживает сильное (на 7–9%) понижение скорости S -волн в верхней мантии южной Болгарии и северной Греции. Мощность низкоскоростного слоя (астеносферы) составляет около 50 км. Граница литосферы и астеносферы (LAB) находится на глубинах от 40 до 60 км. В терминах тектоники эта зона характеризуется как Южно–Балканская система растяжения. Севернее 43° N скорость S -волн в верхней мантии, как правило, не меньше 4.4 км/с, и LAB не выделяется или выделяется на глубине более 80 км. Анализ азимутальной анизотропии методом SKS обнаруживает в верхней мантии латеральную зональность, коррелированную со скоростной зональностью. Вероятно, механически слабая низкоскоростная мантия Южно-Балканской системы легко деформируется, а азимут быстрого направления анизотропии (20°) указывает направление растяжения. На северных станциях быстрое направление (около -30°) может быть отражением более древнего процесса.

Ключевые слова: приемные функции, кора, верхняя мантия, переходная зона, литосфера, астеносфера, частичное плавление.

DOI: 10.31857/S0002333721060120

1. ВВЕДЕНИЕ

Начиная с позднего юрского периода, тектонические процессы в районе Балканского полуострова (рис. 1) определяются столкновением Арабо-Азиатской и Европейской плит. Между главными плитами находятся фрагменты континентов, образованные рифтогенезом Пангеи в раннем Мезозое. Альпийский ороген возник в результате столкновения одного из этих фрагментов (Апулийского) с юго-восточной окраиной Европы [Dinter, 1994]. На Балканском полуострове геометрическим местом элементов Альпийского шва считается офиолитовая Вардарская зона. К западу и юго-западу от Вардарской зоны находятся

деформированные элементы Апулийского фрагмента – Динарские и Эллинские Альпы. Они простираются параллельно восточному побережью Адриатического моря и представляют крайнюю часть Эллинской субдукционной системы, активной на протяжении большей части Неогена. Между Карпато-Балканской и Динаро-Эллинской ветвями Альпийского орогена расположены тектонические зоны Родопы, Средна Гора, Стара Планина, Предбалканский надвиг и Мизийская платформа.

Родопский массив граничит на севере с зоной Средна Гора, представляющей часть большого позднемелового магматического пояса, сформир-

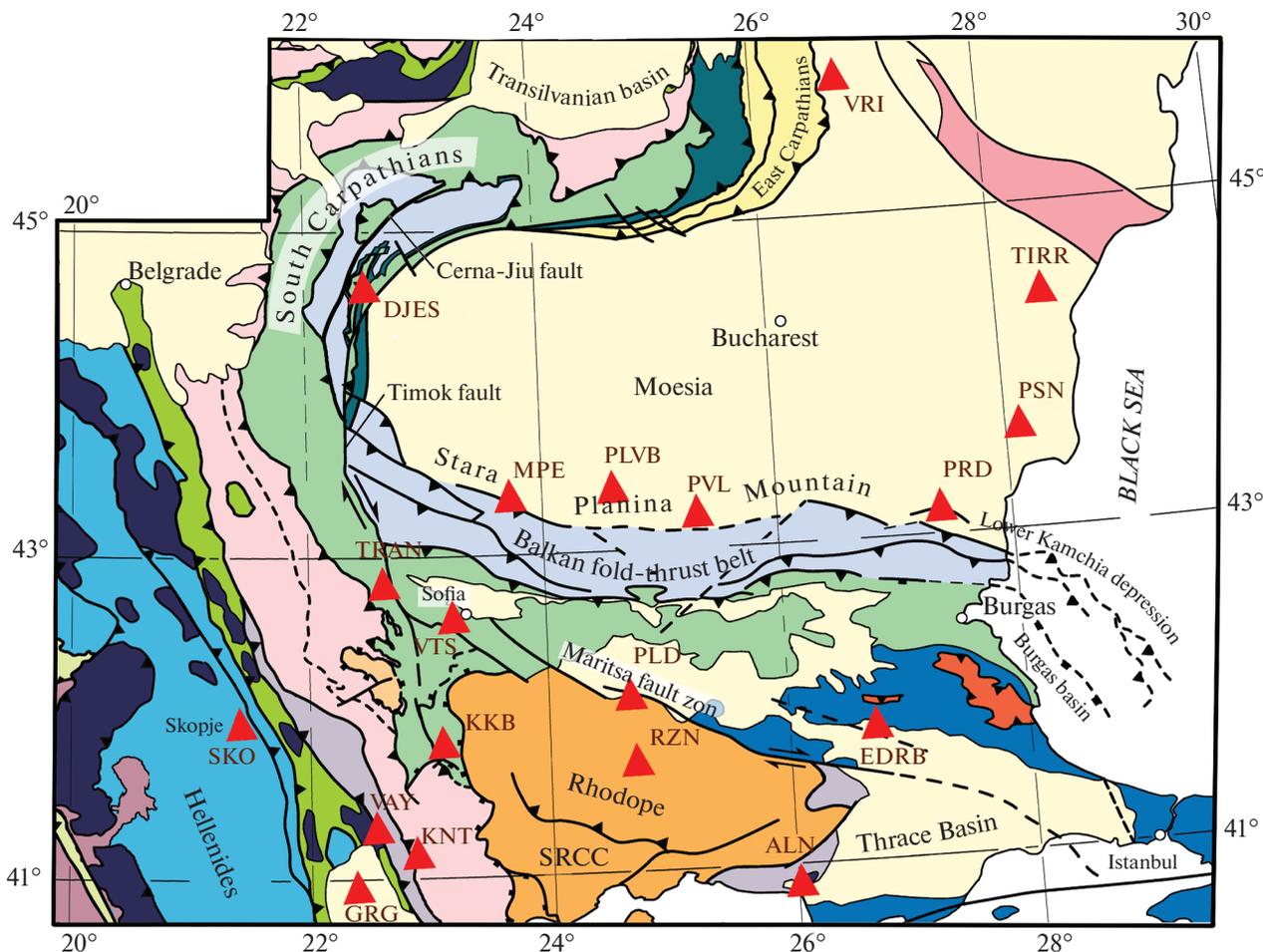


Рис. 1. Расположение сейсмических станций. Тектоническая основа – модификация схемы из работы [Koupinov et al., 2018].

рованного над погружающейся к северу плитой Нео-Тетиса. В поздне меловое время в этом районе наблюдалась фаза растяжения. В дальнейшем эта зона была вовлечена в альпийскую фазу сжатия вместе с Балканской складчатой зоной к северу. На юге Балканского полуострова выделяют [Burchfiel et al., 2008] Южную Балканскую систему растяжения, которая находится к северу от Северо-Анатолийской разломной зоны и к югу от плохо определенной тектонической границы в северной Болгарии. Кора в этом районе испытала утолщение, нагрев и понижение вязкости. Растяжение доминировало в этом районе, начиная с позднего палеогена и вплоть до голоцена. В настоящее время этот район отделен от более активной зоны растяжения в Эгейском районе к югу от Северо-Анатолийской разломной зоны.

Глубинная структура коры и мантии Балканского полуострова в общих чертах известна по данным геофизических исследований. Глубинным сейсмическим зондированием показано, что мощность коры находится в диапазоне от 30 км

для Мизийской платформы до 50 км для массива Родопы [Вольвовский и др., 1985]. Оценки скоростных неоднородностей для *P*-волн получены до глубины около 250 км [Botev, Spassov, 1990]. Анализом дисперсионных кривых поверхностных волн получены оценки мощности коры и скорости *S*-волн в верхней мантии до глубины около 300 км [Raykova, Panza, 2015]. Совместным анализом сейсмических и гравитационных данных оценивался рельеф 410-км границы [Yegorova et al., 1998], представляющей кровлю переходной зоны мантии. По оценкам этой работы 410-км плотностная граница под зоной Средна Гора поднята на 50 км относительно нормальной глубины (410 км) в соседних районах. Вопросы строения коры и переходной зоны мантии рассматривались в статьях [Georgieva, 2015; Georgieva, Nikolova, 2013].

Задача нашего исследования заключается в более детальном анализе неоднородностей коры, верхней мантии и переходной зоны мантии Балканского полуострова по сейсмическим данным. Основным инструментом нашего анализа служит

метод приемных функций, позволяющий исследовать сейсмические границы и анализировать глубинную структуру с более высоким разрешением, чем это было возможно ранее. Наиболее употребительный вариант этого метода использует приемные функции P -волн (PRF). Основная трудность использования PRF состоит в том, что проходящие волны P_s от границ в верхней мантии регистрируются почти одновременно с сильными многократно отраженными волнами в коре, играющими роль шума. Эта проблема в принципе решается с помощью SRF – приемных функций S -волн [Fraga, Vinnik, 2000], но в методе SRF есть свои проблемы. Из проходящих волн S_p в методе SRF наибольшую амплитуду имеет волна от границы Мохо. В результате длиннопериодной фильтрации эта волновая форма приобретает боковой лепесток, похожий по времени и амплитуде на волну S_p от границы литосфера–астеносфера (LAB) и вызывающий ошибки интерпретации. Обе проблемы (многократные отражения и боковые лепестки) автоматически решаются при совместном обращении PRF и SRF . Поэтому в применяемой нами версии метода совместно используются приемные функции P - и S -волн. Дополнительно используются волны Рэлея и выполнен анализ азимутальной анизотропии верхней мантии на основе записей волн SKS и $SKKS$.

2. ПРИЕМНЫЕ ФУНКЦИИ: МЕТОДЫ И СЕЙСМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

В нашей работе использованы записи 19 широкополосных сейсмических станций (рис. 1). Станции принадлежат различным сетям и действовали в течение нескольких лет. Около половины станций находятся на территории Болгарии. Эпицентры большинства использованных далеких землетрясений находятся к востоку от Балканского полуострова (рис. 2). Для каждой сейсмической станции построено от 45 до 90 приемных функций продольных (PRF) и от 25 до 50 приемных функций поперечных (SRF) волн на эпицентральных расстояниях от 30° до 90° для PRF и от 65° до 95° для SRF .

При построении PRF используется координатная система LQ . Ось L параллельна главному направлению смещений в P -волне в плоскости распространения волны. Ось Q перпендикулярна к L в той же плоскости. Для подавления шума записи фильтруются низкочастотным фильтром с угловым периодом около 5 с. Волновые формы различных землетрясений стандартизируются с помощью деконволюции во временной области [Berkhout, 1977] и к стандартизованному компонентам для выделения полезных сигналов применяется миграция. Поправки времени при миграции рассчитаны на выделение границ обмена от верхней коры до 800 км.

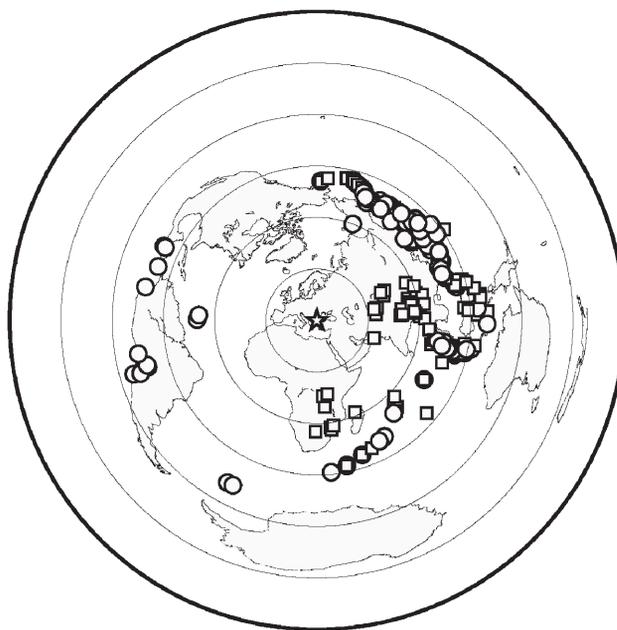


Рис. 2. Эпицентры землетрясений для построения приемных функций P - и S -волн (PRF – квадраты, SRF – кружки).

При построении SRF ось Q параллельна главному направлению смещения в S -волне в плоскости распространения волны. Ось L ориентирована по нормали к оси Q в той же плоскости. Применяемый низкочастотный фильтр имеет угловой период 8 с. Волновые формы, как и в случае PRF , стандартизируются с помощью деконволюции во временной области и выделяются с помощью миграции. Временные поправки при миграции вычисляются как произведение отклонения медленности S_p -волны от медленности S -волны (дифференциальная медленность) и отклонения эпицентрального расстояния от референтного расстояния (дифференциальное расстояние).

Результаты построения PRF показаны на рис. 3. Сейсмические станции разделены на 4 группы: 1 – GRG, KKB, KNT, SKO, VAY; 2 – ALN, EDRB, RZN, PLD; 3 – DJES, MPE+PLVB, TRAN, VTS; 4 – TIRR, PRD, PSN, PVL. Использование групп вместо одиночных станций позволяет повысить отношение сигнал/помеха. Миграция на рис. 3 позволяет наблюдать отчетливые вступления волн $P410s$ и $P660s$. Стандартная ошибка оценки времени $P410s$ и $P660s$ в группах, оцениваемая методом Бутстрап [Efron, Tibshirani, 1986], составляет около 0.2 с. Стандартные времена вступления этих волн для модели IASP91 [Kennett, Engdahl, 1991] при медленности 6.4 с/° или эпицентрального расстояния 67° для поверхностного источника составляют 44.0 и 67.9 с, соответственно. Дифференциальное время (интервал между вступлениями волн $P660s$ и $P410s$) составляет 23.9 с. Времена

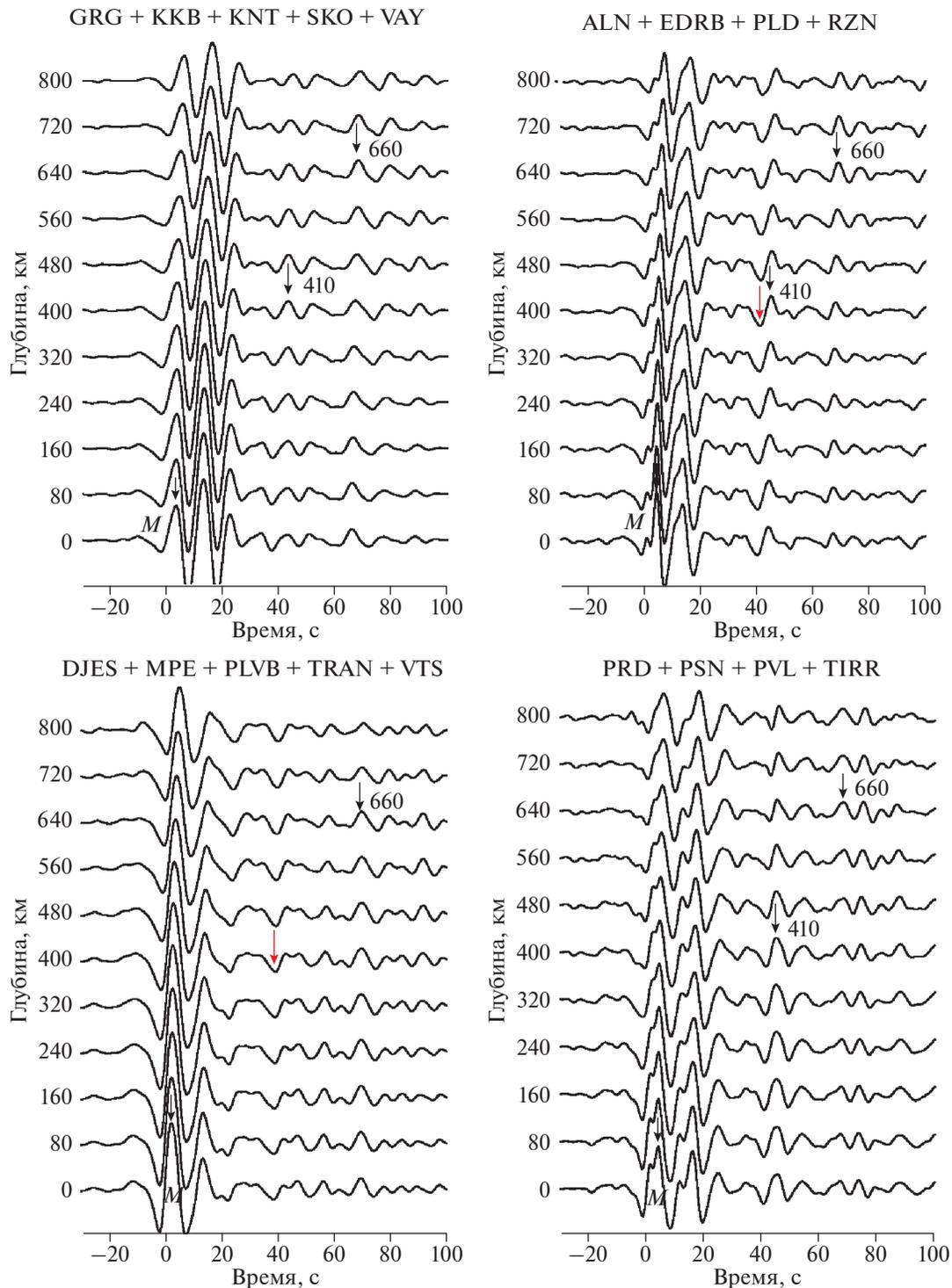


Рис. 3. Миграция *PRF*. Красными стрелками отмечены вступления P_s -волн от низкоскоростного слоя. Черными стрелками показаны вступления P_s -волн от границы Мохо, 410 и 660-км границ.

вступления волн в модели IASP91 служат хорошей аппроксимацией для данных большинства континентальных станций [Chevrot et al., 1999].

Время в группе 1 составляет для P_{410s} и P_{660s} соответственно 43.0 и 68.0 с. Дифференциальное

время равно 25.0 с, на 1.1 с больше стандартного времени. Эти данные означают, что 410-км граница приподнята примерно на 10 км, тогда как 660-км граница находится практически на стандартной глубине. В результате дифференциаль-

ное время увеличено на величину около 1 с, а время $P410s$ сокращено на такую же величину. Дифференциальное время для второй группы составляет 23.9, т.е. в точности соответствует стандартному значению. Сейсмические фазы $P410s$ и $P660s$ вступают на временах 45.0 и 68.9 с, т.е. с запозданием на 1 с относительно стандартных значений. Запоздание объясняется низкой скоростью волн на глубинах менее 410 км.

Сейсмическую фазу $P410s$ в данных второй группы предваряет фаза с примерно такой же амплитудой и противоположной полярностью. Эта фаза образована на верхней границе низкоскоростного (частично расплавленного) слоя, расположенного над 410-км сейсмической границей. В третьей группе волна $P410s$ не выделяется из-за слабости сигнала, но хорошо выделяется волна от кровли низкоскоростного слоя над 410-км границей на времени 39.0 с. Глубина этой границы составляет около 360 км. Очень похожее волновое поле (волна с отрицательной полярностью при отсутствии $P410s$) наблюдается на станциях в центральной Анатолии [Vinnik et al., 2014]. Образование низкоскоростного слоя над 410-км границей объясняется дегидратацией при подъеме вещества мантии и фазовом переходе вадслеита в оливин при пересечении 410-км границы [Bercovicic, Karato, 2003]. Необычное волновое поле в третьей группе свидетельствует о сложном процессе не только над 410-км границей, но и под ней. Наконец, в 4-й группе выделяются фазы $P410s$ и $P660s$ с дифференциальным временем 23.4 с, на 0.5 с меньше стандартного. Интерпретация этих данных затрудняется сложной волновой формой $P660s$.

Результаты миграции SRF для четырех групп показаны на рис. 4. Принятое правило знаков требует отрицательной полярности волны S_p , образованной на границе между средами с низкой скоростью S -волн над границей и высокой скоростью под границей. Волна с отрицательной полярностью на времени -3 с образуется на границе Мохо. Предваряющая эту волну фаза с положительной полярностью и меньшей амплитудой представляет боковой лепесток волны от Мохо. На времени около -53 с в приемных функциях выделяется волна с отрицательной полярностью и максимальной амплитудой около 0.03 при медленности 0.4–0.6 с/°. Это – волна S_p , образованная на 410-км границе. Импульс с отрицательной полярностью предваряется в группах 2, 3 и 4 волной со сравнимой амплитудой и положительной полярностью. Мы интерпретируем эту особенность как волну S_p , образованную на дне низкоскоростного слоя в интервале глубин от 450 до 510 км. Большая амплитуда, сравнимая с амплитудой $S410p$, не позволяет интерпретировать эту волну как боковой лепесток сейсмической фазы $S410p$. Признаки этого слоя ранее обнаружива-

лись в нескольких других районах (например, [Vinnik et al., 2012]). В нашем случае аномалия переходной зоны мантии находится под Черным морем. Теоретическое время фазы $S410p$ для модели IASP91 на четырех группах составляет -52.3 , -52.9 , -52.3 и -52.3 с, соответственно. Реальная волна вступает раньше на 0.8, 0.5, 0.8 и 1.5 с. Раннее вступление может вызываться повышенным отношением скоростей продольных и поперечных волн или опусканием на несколько километров 410-км границы [Vinnik et al., 2010].

3. СОВМЕСТНОЕ ОБРАЩЕНИЕ PRF , SRF И АНОМАЛИЙ ВРЕМЕНИ ПРОБЕГА P - И S -ВОЛН

Для совместного обращения мы используем ранее описанный метод (например, [Vinnik et al., 2007]). Мы принимаем, что в окрестности сейсмической станции исследуемая среда может быть представлена латерально однородной, изотропной слоистой пачкой. Латеральная неоднородность может быть описана как мозаика однородных блоков. Поиск оптимальных моделей выполняется с помощью итеративной процедуры, сходной с процедурой имитации отжига [Mosegaard, Vestergaard, 1991]. Пробные синтетические PRF и SRF для построения целевой функции вычисляются методом Томсона–Хаскелла [Haskell, 1962] с уплощением [Biswas, 1972]. Слоистая пачка обычно состоит из 9 слоев, каждый из которых описывается тремя свободными параметрами: скоростью продольных волн (V_p), скоростью поперечных волн (V_s) и мощностью. Плотность выражается через V_p с помощью закона Берча. Рассматривается несколько произвольно выбираемых начальных моделей, для каждой из которых генерируется итеративная последовательность 10^5 пробных моделей. Мы принимаем, что скоростные неоднородности мантии находятся на глубинах, не превышающих 300 км. Поэтому значения V_p и V_s на глубине 300 км и глубже закрепляются на параметрах стандартной модели IASP91 [Kennett, Engdahl, 1991]. Последние 5% моделей используются для оценки апостериорного распределения параметров. Мы разбиваем пространство параметров модели на ячейки и представляем результаты обращения количеством попаданий в каждую ячейку.

Приемные функции чувствительны к изменениям скорости с глубиной и в меньшей степени – к абсолютным значениям скорости. Для повышения чувствительности к абсолютным значениям целесообразно совместное обращение приемных функций и независимо измеренных отклонений времени пробега P - и S -волн далеких землетрясений от стандартных значений. Простейший способ оценки аномалий основан на знании, что во

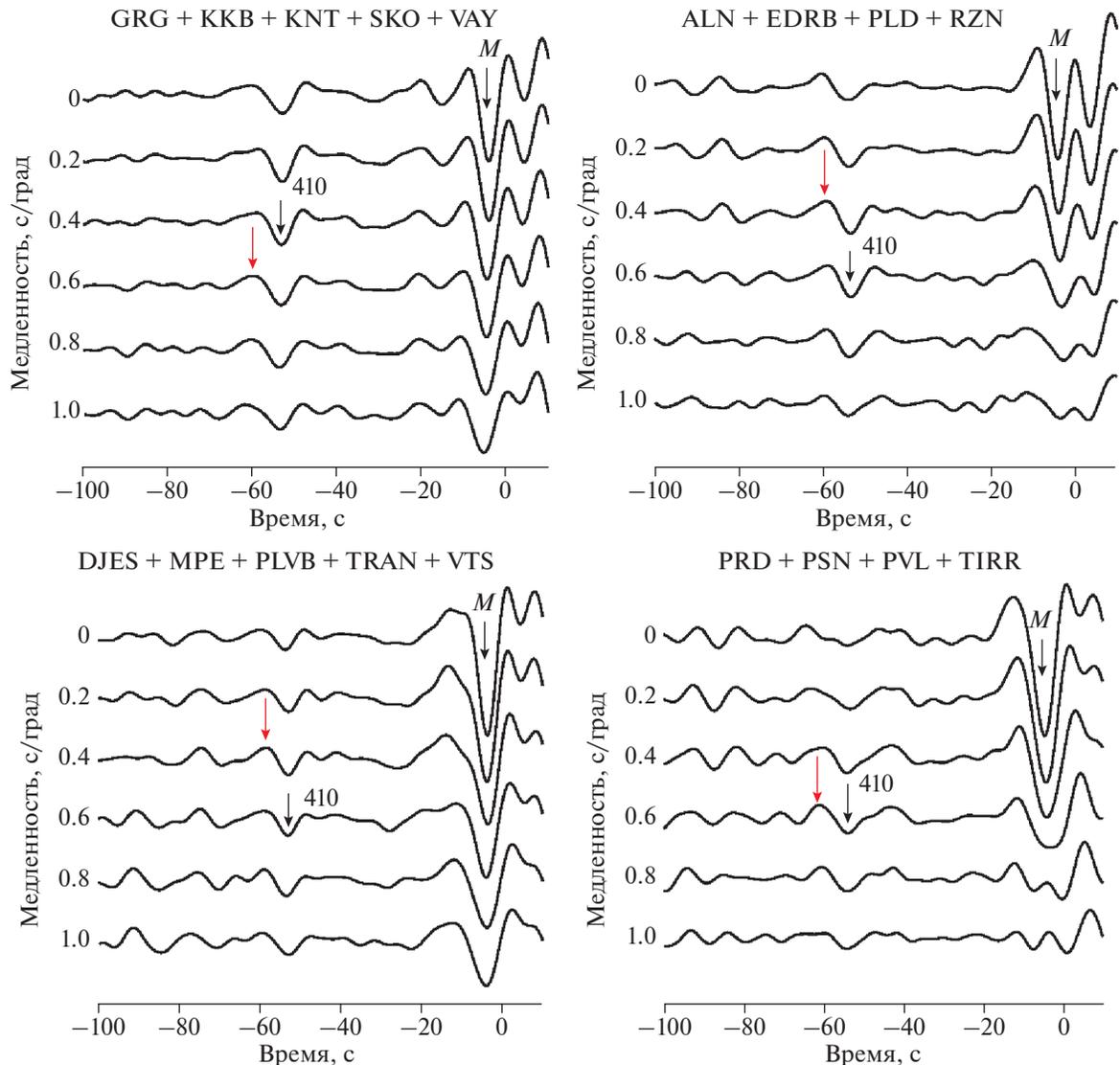


Рис. 4. Миграция SRF. Красными стрелками отмечены вступления S_p -волн от низкоскоростного слоя. Черными стрелками показаны вступления S_p -волн от границы Мохо и 410-км границы.

многих районах мира основные сейсмические границы в переходной зоне (410- и 660-км) находятся практически на одной и той же глубине. Существенная латеральная неоднородность этих границ известна главным образом в зонах субдукции и горячих точках. Самая большая латеральная неоднородность верхней мантии обычно обнаруживается на глубинах менее 300 км. При этом $dTps$ – отклонение времени прихода Ps -волны, образованной на границе в переходной зоне, от стандартного значения можно представить как $dTps = dTs - dTp$, где dTs и dTp – искомые телесеismicкие аномалии S - и P -волн. Это соотношение можно переписать как

$$dTp = dTps / (K - 1), \quad dTs = dTps (1 + 1 / (K - 1)),$$

где K – отношение аномалий времени пробега S - и P -волн. Оценки значения K неоднократно обсуждались в литературе (например, [Vinnik et al., 1999]). Большинство опубликованных значений K находится в диапазоне от 3.0 до 4.0. Значительное, порядка 1 с, отклонение дифференциального времени от стандартного значения (23.9) свидетельствует о латеральной неоднородности переходной зоны. В этом случае оценки телесеismicких аномалий времени пробега P - и S -волн можно получить иначе, из наблюдений поверхностных волн Рэлея.

Мы получили оценки аномалий времени пробега для нашей сети с помощью данных о фазовой скорости основной гармоники волн Рэлея в диапазоне периодов от 35 до 150 с [Ritzwoller et al., 2002]. Сходным образом ранее был выполнен

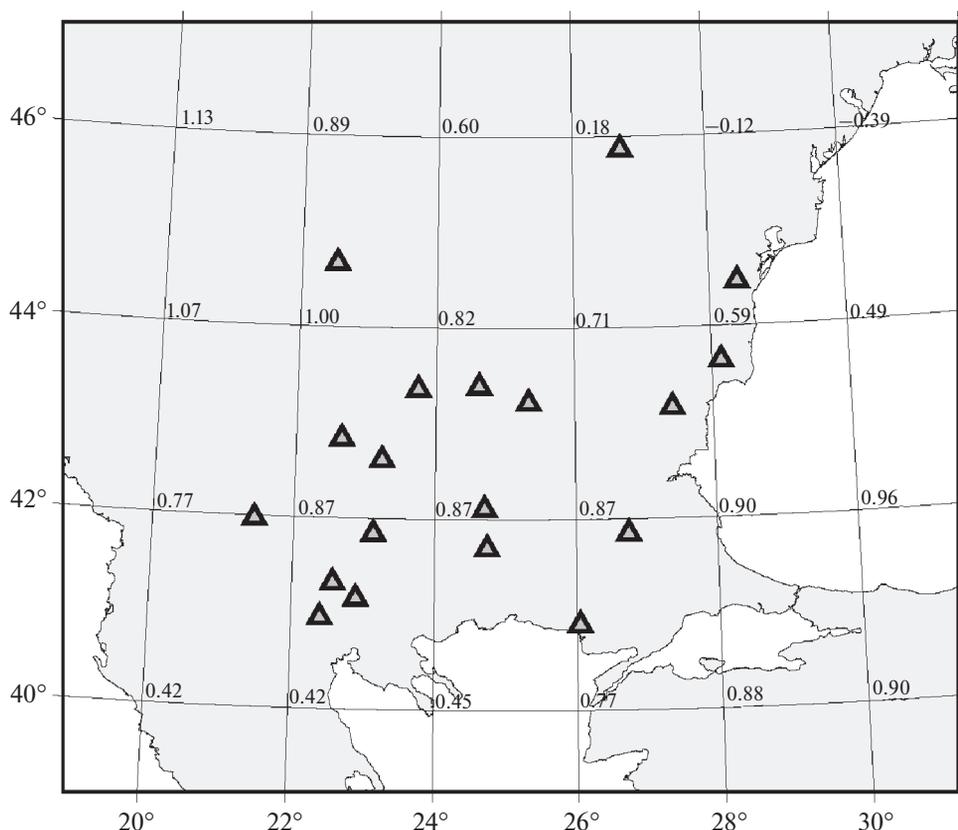


Рис. 5. Телесеismicические аномалии dT_s (с), полученные по данным работы [Ritzwoller et al., 2002].

анализ наблюдений в районе центрального Анатолийского плато [Винник и др., 2014]. Значения фазовой скорости получены в узлах координатной сетки с шагом 2° . Значения скорости поперечных волн в функции глубины получены для тех же узлов методом [Niemann, Ammon, 2002]. Полученные скоростные разрезы имеют хорошую чувствительность к фазовой скорости до глубины 200 км, т.е. в том диапазоне глубин, где находится литосфера и астеносфера. Телесеismicические аномалии dT_s (рис. 5) определяются вычитанием времени для модели IASP91. Аномалия dTp определяется из соотношения $dT_s/dTp = K$.

Пример совместного обращения приемных функций двух типов и аномалий времени пробега dT_s и dTp показан на рис. 6 для станции ALN. Показан на рис. 6а результат обращения без аномалий времени пробега dT_s и dTp . В этом случае в разрезе для S -волн выделяется граница LAB на глубине 60 км со скачком скорости S -волн около 0.4 км/с (9%). Нижняя граница низкоскоростного слоя (астеносферы) находится на глубине 100 км. Граница Мохо находится на глубине 30 км. Отношение скоростей V_p и V_s в верхнем 10-км слое коры близко к 1.9. Ширина зеленого коридора для V_p и V_s составляет более 1 км/с. При использова-

нии dT_s и dTp (рис. 6б, 6в) ширина зеленого коридора для V_s сокращается в несколько раз, тогда как для V_p она сохраняется без больших изменений. Главные особенности разреза V_s , включающие глубину основных границ и отношение V_p/V_s в верхней коре, сохраняются. Коричневый коридор приобретает более отчетливый характер. Изменение $K = dT_s/dTp$ с 3.0 (рис. 6б) до 4.0 (рис. 6в) почти не влияет на результат обращения.

Далее мы рассматриваем на рис. 7 результаты для V_s при $K = 3$ как наиболее надежные. Область верхней мантии, освещаемая сейсмическими данными, смещена относительно станции на северо-восток на расстояние около 100 км. Станция SKO представляет исключение, так как в этом случае сейсмические источники находятся преимущественно к западу от станции. В первую группу полученных моделей входят разрезы V_s для станций GRG, ККВ, KNT, SKO, VAY (рис. 7а) в юго-западной части района исследований. Граница Мохо для всех разрезов этой группы находится на глубине 28–30 км. LAB находится на глубине 40, 55, 60, 55 и 40 км соответственно. Скорость S -волн в астеносфере составляет 4.0–4.2 км/с, на 7–9% ниже стандартной величины IASP91. Вторую группу образуют разрезы для

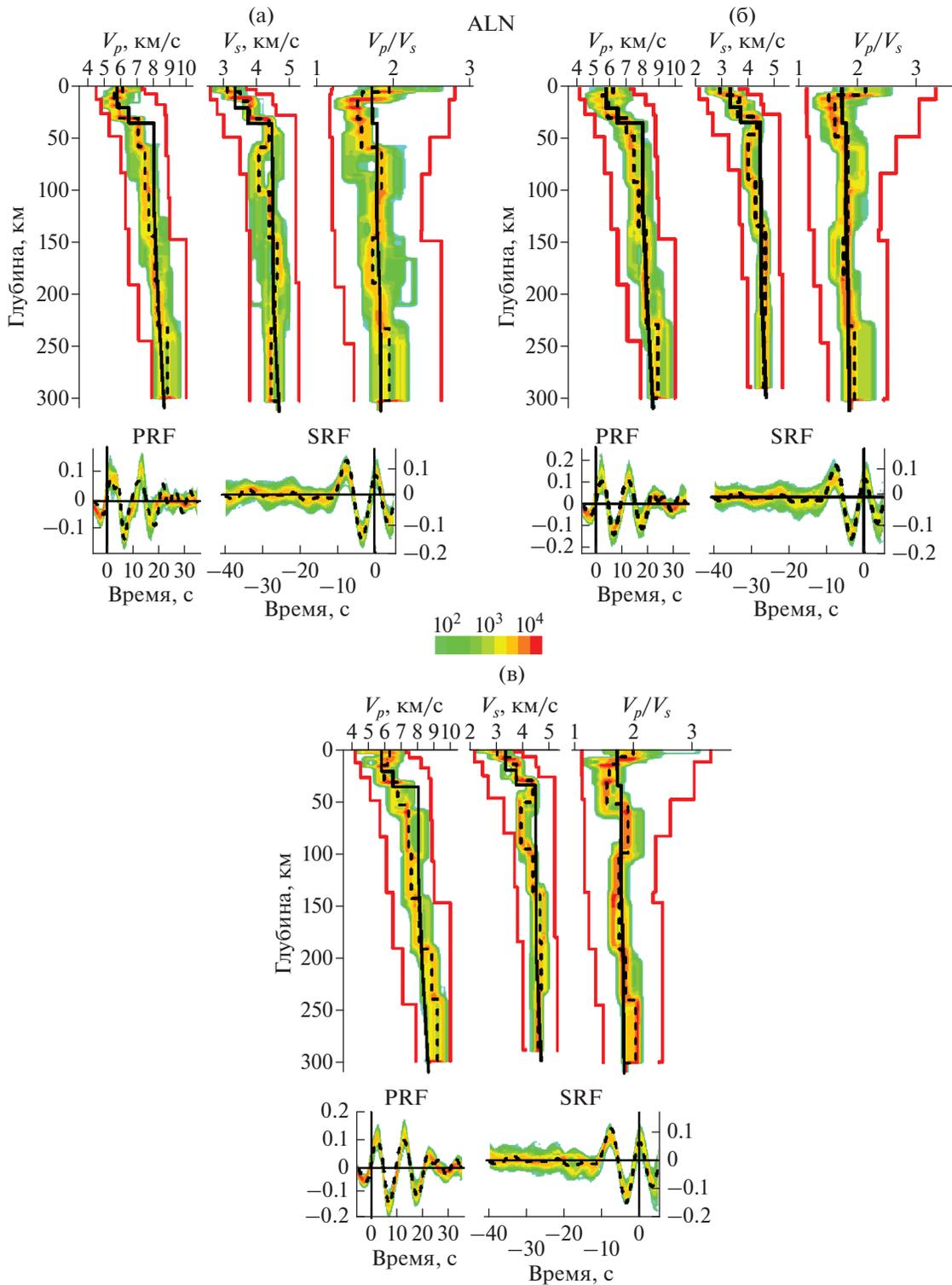


Рис. 6. Пример обращения приемных функций (станция ALN): (а) – *PRF* и *SRF*; (б) – *PRF*, *SRF* и аномалии времени пробега, $K=3$; (в) – *PRF*, *SRF* и аномалии времени пробега, $K=4$. Апостериорное распределение V_s , V_p , V_p/V_s показано цветовым кодом. Медианы показаны пунктиром. Границы поиска показаны красными линиями. Значения модели IASP91 показаны черными линиями. Распределение синтетических приемных функций показано тем же цветовым кодом, что и параметры модели. Значения, полученные миграцией реальных данных, показаны пунктиром.

станций ALN, EDRB, RZN, PLD (рис. 7б) в юго-восточной части района. Глубина границы Мохо во всех разрезах составляет 30 км. LAB находится на глубине 40 км (ALN), 58 км (EDRB), 50 км (RZN) и на неопределенной глубине (станция PLD). В случае станции PLD о глубине LAB трудно судить, так как низкая скорость S -волн, характерная для астеносферы (4.1 км/с), наблюдается непосредственно под границей Мохо. Разрезы 3-ей группы (станции DJES, MPE + PLVB, TRAN, VTS, рис. 7в) характеризуют северо-западную часть района. Граница Мохо находится на глубине 50, 28, 40 и 35 км соответственно. LAB выделяется только на станции TRAN на глубине 85 км. В остальных разрезах верхней мантии не наблюдаются существенные изменения скорости S -волн с глубиной и скорость волн от границы Мохо до глубины 200–300 км находится в литосферном диапазоне значений (4.4–4.5 км/с). Четвертая группа разрезов (станции TIRR, PRD, PSN, PVL, VRI, рис. 7г) находится в северо-восточной части района. Граница Мохо находится на глубинах 30, 32, 47, 30, 35 км соответственно. Отмечается странность в положении границы Мохо на станции PSN (47 км): на соседних станциях (TIRR, PRD, PVL) наблюдаются значительно меньшие глубины. На глубине 140 км под станцией PSN происходит возрастание V_s от 4.4 до 4.7 км/с. На станции VRI наблюдается резкий рост V_s на 1 км/с на глубине 20 км, и постепенный рост на глубине 35–40 км. На глубине 90 км наблюдается резкий скачок V_s от 4.4–4.5 км/с до 4.8 км/с. На ряде станций, независимо от группы, наблюдается возрастание V_p/V_s в верхней и средней коре до 1.9–2.0 и более: ALN, EDRB, GRG, KNT, SKO, DJES, VTS, PVL и др. Типичным примером может служить станция ALN (рис. 6).

4. АЗИМУТАЛЬНАЯ АНИЗОТРОПИЯ

Исследование неоднородности мантии Балканского полуострова дополнено анализом азимутальной анизотропии, частично с использованием той же сейсмической сети. Из-за низкого качества записей несколько станций замещены новыми. В табл. 1 приведены параметры использованных записей и полученные результаты, которые также показаны на рис. 8. Пример анализа записей показан на рис. 9. В случае азимутальной анизотропии поперечная волна расщепляется на две ортогонально поляризованные квазипоперечные волны. При этом поляризация квазипоперечных волн определяется упругими модулями среды, в которой распространяется поперечная волна. Основным минералом, от которого зависит расщепление поперечной волны в верхней мантии, является оливин. Записи волн SKS и SKKS используются для определения α и δt – направления поляризации быстрой расщепленной

Таблица 1. Оценки параметров азимутальной анизотропии

Станция	Координаты станций		N	$\alpha(^{\circ})$	$\delta t, c$
	с.ш. ($^{\circ}$)	в.д. ($^{\circ}$)			
ALN	40.90	26.05	4	20	1.5
DJES	44.67	22.52	1	160	1.1
EDRB	41.85	26.74	7	50	1.0
ELND	42.92	25.85	5	160	1.3
JMB	42.47	26.58	1	10	1.5
KAVA	41.00	24.51	6	20	1.3
KDZ	41.63	25.34	5	10	1.0
LOZB	43.37	26.59	6	160	1.2
MMB	41.55	23.75	7	20	1.1
PGB	42.55	24.17	3	180	1.1
PLD	42.10	24.70	9	0	1.0
PLVB	43.39	24.62	9	160	1.2
PRD	43.16	27.41	1	160	0.7
RAZG	43.57	26.51	12	150	1.0
RZN	41.69	24.74	9	10	1.1
SKO	41.97	21.43	4	160	0.9
VAY	41.32	22.57	1	120	0.5
VRI	45.87	26.73	6	170	0.9
VTS	42.61	23.23	2	130	1.4

Примечание: N – количество событий.

волны и времени запаздывания медленной расщепленной волны [Винник и др., 1984]. Полученные оценки азимутальной анизотропии характеризуют область в радиусе нескольких десятков километров от станции.

Наши оценки получены методом [Vinnik et al., 1989], предполагающим поперечно-изотропную модель с горизонтальной осью симметрии. Параметры анизотропии определяются минимизацией целевой функции, представляющей средний квадрат разности наблюдаемой T -составляющей SKS или SKKS и теоретической T -составляющей, синтезированной по наблюдаемой радиальной (R) составляющей. Оптимальные параметры α и δt определяются в результате перебора всех возможных значений в узлах плотной сетки и для всех записей SKS и SKKS с приемлемо низким уровнем шума. Стандартная ошибка оценки быстрого направления по одной записи хорошего качества составляет около 10° , но мы, как правило, используем несколько записей одной станции и получаем меньшую погрешность.

Результаты анализа (рис. 8) показывают, что по направлению поляризации быстрой волны станции разделяются на две группы. В южной группе (станции ALN, EDRB, JMB, KAVA, KDZ, MMB, RZN) азимут α составляет около 20° . На

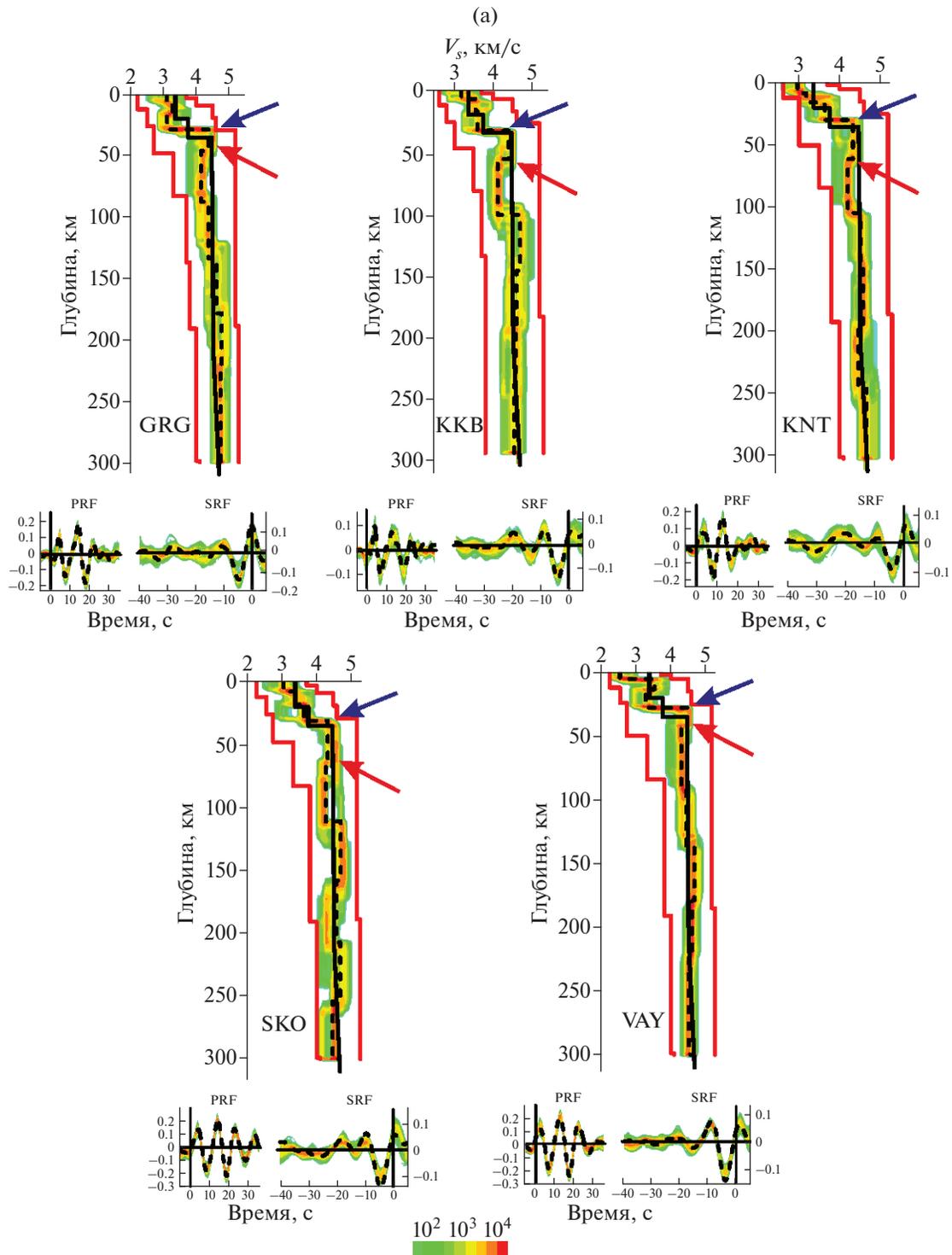


Рис. 7. (а) – Скоростные разрезы для S -волн для первой группы станций – GRG, ККВ, КНТ, SKO, VAY. Апостериорное распределение V_s показано цветовым кодом. Медианы показаны пунктиром. Границы поиска показаны красными линиями. Значения модели IASP91 показаны черными линиями. Синими и красными стрелками отмечены границы Моно и LAB . Распределение синтетических приемных функций показано тем же цветовым кодом, что и параметры модели. Значения, полученные миграцией реальных данных, показаны пунктиром; (б) – то же самое для группы 2 – станции ALN, EDRF, PLD, RZN; (в) – то же самое для группы 3 – станции DJES, MPE+PLVB, TRAN, VTS.; (г) – то же самое для группы 4 – TIRR, PRD, PSN, PVL, VRI.

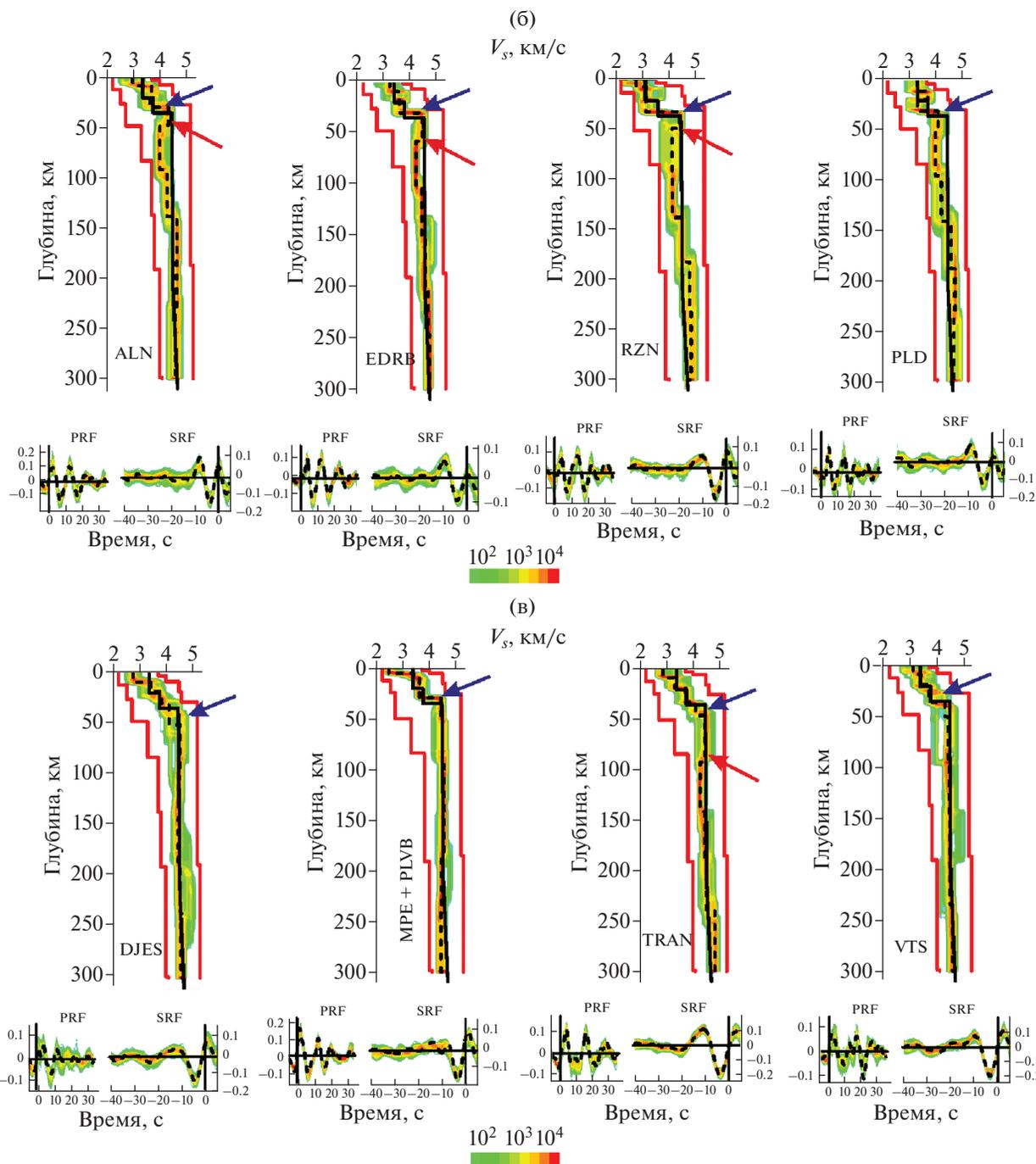


Рис. 7. Продолжение.

большинстве остальных станций, находящихся преимущественно к северу и западу от первой группы (станции DJES, ELND, LOZB, PLVB, PRD, RASG, SKO, VTS1, VAY), азимут α составляет около -30° . Разделение станций на две группы напоминает зональность по величине скорости S -волн в верхней мантии. Быстрое направление около 20° характерно для станций в районе Южной Балканской системы растяжения с низкой скоростью поперечных волн. Верхняя мантия в этом рай-

оне должна легко деформироваться и азимут поляризации быстрой волны может указывать направление растяжения. Быстрое направление около -30° приурочено к высокоскоростной зоне.

5. ОБСУЖДЕНИЕ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Наш анализ обнаруживает поднятие 410-километровой сейсмической границы в районе Родоп на ~ 10 км. Поднятие могло произойти в результа-

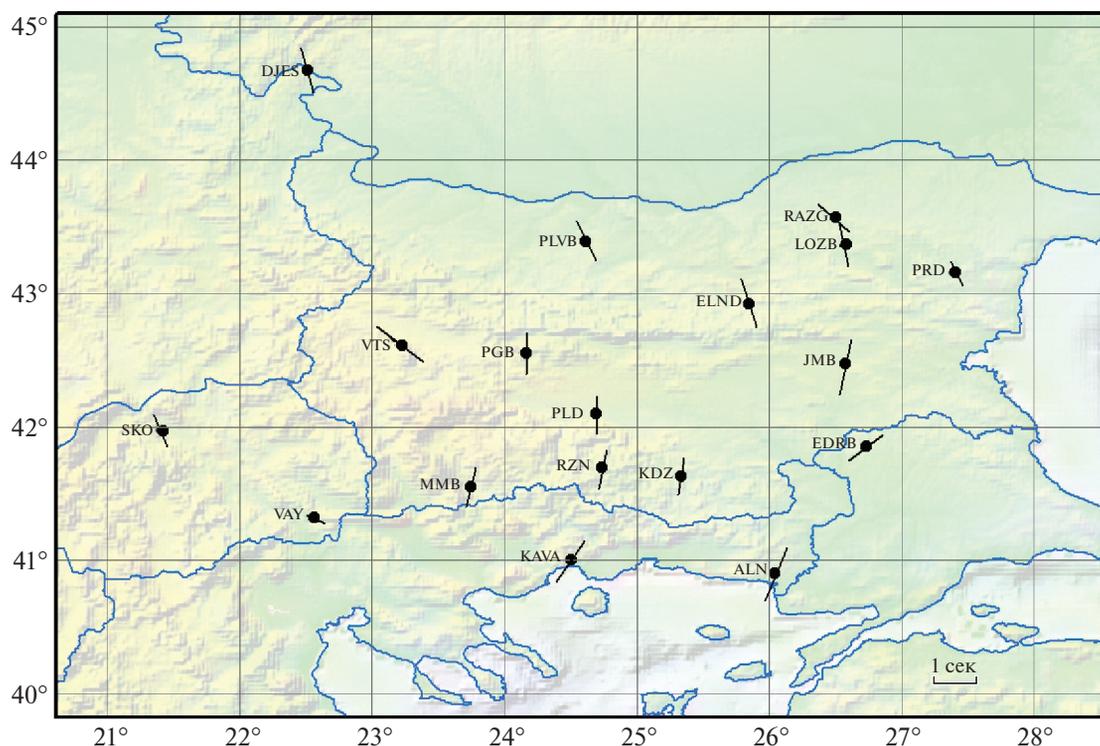


Рис. 8. Результаты измерения азимутальной анизотропии. Для каждой станции показан азимут поляризации быстрой волны и запаздывание медленной волны.

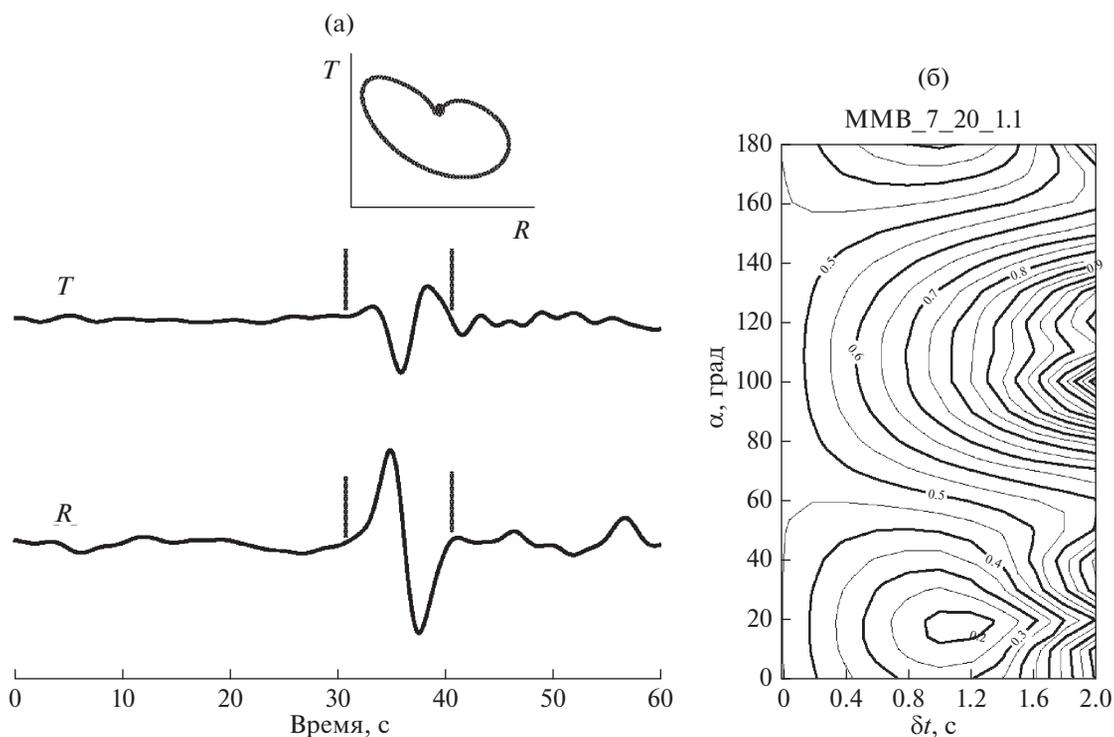


Рис. 9. (а) – R - и T -компоненты записи землетрясения 02.12.2014 г. на станции ММВ. Вертикальными линиями показан интервал анализа волны SKS , сверху – траектория движения; (б) – изолинии значений целевой функции для станции ММВ по 7 событиям ($\alpha = 20^\circ$, $\delta t = 1.1$ с).

дением воды и частичным плавлением [Bercovici, Karato, 2003]. Нормальная структура перехода иллюстрируется данными группы станций ALN, EDRB, RZN, PLD на юго-востоке района исследований (рис. 76). В этом случае сейсмическую фазу $P410s$ с положительной полярностью предвзывает такая же фаза, но с отрицательной полярностью. Это и есть волна от верхней границы частично расплавленного слоя. Необычную картину представляет фазовый переход в районе станций DJES, MPE + PLVB, TRAN, VTS. В этом случае хорошо наблюдается фаза с отрицательной полярностью, но отсутствует нормальная волна $P410s$ с положительной полярностью, хотя обе фазы связаны и должны существовать одновременно. Аналогичная аномалия обнаружена на станциях центральной Анатолии [Винник и др., 2014].

Еще одно заслуживающее внимания наблюдение сделано при анализе записей волны $S410p$. В этом случае наблюдается волна-предвестник $S410p$ с противоположной полярностью (рис. 4). Для объяснения этого предвестника следует предположить существование низкоскоростного слоя в интервале глубин от 450 до 510 км. Авторы работы [Keshav et al., 2011] сообщали о резком падении температуры солидуса карбонатной мантии при давлениях, соответствующих этому слою. 520-км граница, происхождение которой имеет дискуссионный характер, может соответствовать подошве этого слоя [Vinnik et al., 2012].

Совместное обращение приемных функций двух типов (P и S) и фазовых скоростей волн Рэлея обнаруживает сильное (7–9%) понижение скорости S -волн в верхней мантии южной Болгарии и северной Греции. По тектоническим признакам область низкой скорости характеризуется как система растяжения [Burchfiel et al., 2008], а понижение скорости поперечных волн может быть вызвано частичным плавлением при декомпрессии. Мощность частично расплавленного слоя (астеносферы) составляет около 50 км. Граница литосферы и астеносферы (LAB) выделяется на глубинах от 40 до 60 км. Другими словами, частичное плавление мантии может происходить вблизи от границы Мохоровичича. Севернее $43^\circ N$ скорость S -волн в верхней мантии, как правило, составляет не менее 4.4 км/с и LAB не выделяется или выделяется значительно глубже, чем на юге. В частности, понижение скорости S -волн, характерное для астеносферы, не обнаруживается на станциях DJES, TIRR и VTS или выделяется на глубине 85 км (станция TRAN) и на глубине 200 км (станция VRI).

Выполненный нами анализ азимутальной анизотропии методом SKS обнаруживает в верхней мантии зональность, сходную со скоростной зональностью. В южной группе станций азимут поляризации быстрой волны α составляет около

20° . На большинстве остальных станций азимут α составляет около -30° . Большая часть группы южных станций находится в районе, который по тектоническим признакам характеризуется как система растяжения. Верхняя мантия этого района находится в состоянии частичного плавления. Азимут поляризации быстрой волны в этом районе вероятно характеризует главное направление растяжения. Вторая группа станций находится в зоне влияния Мизийской платформы с мощной литосферой. Сходная ориентация анизотропии была ранее обнаружена в соседних районах Восточно-Европейской платформы [Dricker et al., 1999]. Для лучшего понимания динамики этих районов следует изучить анизотропию как функцию глубины.

БЛАГОДАРНОСТИ

Использовались сейсмограммы следующих сейсмических сетей: <https://doi.org/10.7914/SN/BS>, <https://doi.org/10.7914/SN/HT>, <https://doi.org/10.7914/SN/RO>, <https://doi.org/10.7914/SN/KO>, doi:10.14470/TR560404. Выражаем благодарность за данные о скоростях волн Рэлея – А.Л. Левшину и М.П. Бармину. При анализе сейсмограмм использовался Seismic Handler (автор K. Stammler).

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Это исследование выполнено в рамках совместного проекта, поддержанного Национальным Научным Фондом Болгарии (грант № КП-06-РУСИЯ/27.09.2019) и Российским Фондом Фундаментальных Исследований (РФФИ, грант № 19-55-18008 Болг_а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Винник Л.П., Косарев Г.Л., Макеева Л.И. Анизотропия литосферы по наблюдениям волн SKS и SKKS // Докл. АН СССР. 1984. Т. 278. № 6. С. 1335–1339.
- Винник Л.П., Эрдуран М., Орешин С.И., Косарев Г.Л., Кутлу Ю.А., Чакир О., Киселев С.Г. Совместное обращение P и S приемных функций и дисперсионных кривых волн Рэлея: результаты для Центрального Анатолийского Плато // Физика Земли. 2014. № 5. С. 33–43.
- Вольвовский И.С., Дачев Хр., Попова О.Г. Строение земной коры Болгарии по профилю Петрич-Никопол // Докл. АН СССР. 1985. Т. 284. № 4. С. 929–934.
- Bercovici D., Karato S. Whole mantle convection and the transition-zone water filter // Nature. 2003. V. 425. P. 39–44.
- Berkhout A.J. Least-squares inverse filtering and wavelet deconvolution // Geophysics. 1977. V. 42. № 7. P. 1369–1383. <https://doi.org/10.1190/1.1440798>
- Biswas N.N. Earth-flattening procedure for the propagation of Rayleigh wave // Pure and Applied Geophysics. 1972. V. 96. P. 61–74.

- Botev E., Spassov E.* Deep velocity structure of crust and upper mantle in the central parts of Balcan Region // *Geologica Balcanica*. 1990. V. 20. № 2. P. 71–79.
- Burchfiel B.C., Nakov R., Dumurdzanov N., Papanikolaou D., Tzankov T., Serafimovski T., King R.W., Kotzev V., Todosov A., Nurce B.* Evolution and dynamics of the Cenozoic tectonics of the South Balkan extensional system // *Geosphere*. 2008. V. 4. № 6. P. 919–938.
- Chevrot S., Vinnik L., Montagner J.-P.* Global scale analysis of the mantle Pds phases // *J. Geophysical Research*. 1999. V. 104. № B9. P. 20.203–20.219.
- Dinter D.A.* Tectonic evolution of the Rhodope metamorphic core complex. Northeastern Greece. MIT. 1994.
- Dricker I., Vinnik L., Roecker S., Makeyeva L.* Upper-mantle flow in Eastern Europe // *Geoph. Research. Letters*. 1999. V. 26. № 9. P. 1219–1222.
- Efron B., Tibshirani R.* Bootstrap methods for standard errors, confidence intervals, and other measures of statistical accuracy // *Statistical Science*. 1986. V. 1. № 1. P. 54–75.
- Farra V., Vinnik L.* Upper mantle stratification by *P* and *S* receiver functions // *Geophys. J. Int.* 2000. V. 141. № 3. P. 699–712.
<https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.2000.00118.x>
- Georgieva G.D.* Mantle transition zone beneath Bulgaria and surrounding countries // *Comptes rendus de l'Academie bulgare des Sciences*. 2015. V.68. № 6. P. 755–760.
- Georgieva G.D., Nikolova S.* The Moho depth and crustal structure beneath Bulgaria obtained from Receiver function analysis // *Comptes rendus de l'Academie bulgare des Sciences*. 2013. V. 66. № 5. P. 725–732.
- Haskell N.A.* Crustal reflection of plane *P* and *SV* waves // *J. Geophys Res.* 1962. V. 67. № 12. P. 4751–4767.
- Hermann R.B., Ammon C.J.* Computer Programs in Seismology: Surface Waves, Receiver Functions and Crustal Structure, Version 3.30. Saint Louis University. St. Louis. 2002. 110 p.
- Karato S.* Water distribution across the mantle transition zone and its implications for global material circulation // *Earth Planet.Sci.Lett.* 2011. V. 301. № 3–4. P. 413–423.
- Kennett B.L.N., Engdahl E.R.* Traveltimes for global earthquake location and phase identification // *Geophys. J. Int.* 1991. V. 105. № 2. P. 429–465.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1991.tb06724.x>
- Keshav S., Gudfinnsson G.H., Presnall D.C.* Melting phase relations of simplified carbonated peridotite at 12–26GPa in the systems CaO–MgO–SiO₂–CO₂ and CaO–MgO–Al₂O₃–SiO₂–CO₂: highly in the transition zone of the Earth // *J. Petrol.* 2011. V. 52. P. 2265–2291.
- Kounov A., Gerdjikov I., Vangelov D., Balkanska E., Lazaro-va A., Georgiev S., Stockli D., Blunt E.* First thermochronological constraints on the Cenozoic extension along the Balkan Fold-Thrust Belt (Central Stara Planina Mountain, Bulgaria) // *International J. Earth Sciences*. 2018. V. 107. № 4. P. 1515–1535.
- Mosegaard K., Vestergaard P.D.* A simulated annealing approach to seismic model optimization with sparse prior information // *Geophysical Prospecting*. 1991. V. 39. № 5. P. 599–611.
- Raykova R.B., Panza G.* Vs structure of the crust and upper mantle in the Balkan Peninsula region. 7th BgGS National Conference With International Participation “Geophysics 2015”. 2015.
- Ritzwoller M.H., Shapiro N.M., Barmin M.P., Levshin A.L.* Global surface wave diffraction tomography // *J. Geophys. Res.* 2002. V. 107. № B12.
<https://doi.org/10.1029/2002JB001777>
- Vinnik L., Chevrot S., Montagner J.-P., Guyot F.* Teleseismic travel time residuals in North America and anelasticity of the asthenosphere // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 1999. V. 116. P. 93–103.
- Vinnik L.P., Farra V., Romanowicz B.* Azimuthal anisotropy in the Earth from observations of SKS at GEOSCOPE and NARS broadband stations // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 1989. V. 79. № 5. P. 1542–1558.
- Vinnik L., Ren Y., Stutzmann E., Farra V., Kiselev S.* Observations of S410p and S350p phases at seismograph stations in California // *J. Geophysical Research*. 2010. V. 115(B05303).
- Vinnik L., Silveira G., Kiselev S., Farra V., Weber M., Stutzmann E.* Cape Verde hotspot from t6he upper crust to the top of the lower mantle // *Earth and Planetary Science Letters*. 2012. V. 319–320. P. 259–268.
- Vinnik L., Singh A., Kiselev S., Ravi Kumar M.* Upper mantle beneath foothills of the western Himalaya: subducted lithospheric slab or a keel of the Indian shield? // *Geophys. J. Int.* 2007. V. 171. № 3. P. 1162–1171.
- Yegorova T.P., Kozlenko V.G., Starostenko V.I., Shen E.L., Boiev E.A.* Density inhomogeneities of the upper mantle of the Central Balkans // *Geophys. J. Int.* 1998. V. 132. P. 283–294.

Deep Structure and Dynamics of the Central Balkan Peninsula from Seismic Data

L. P. Vinnik^{a,*}, G. D. Georgieva^b, S. I. Oreshin^a, L. I. Makeyeva^a,
D. N. Dragomirov^c, V. D. Buchakchiev^c, L. D. Dimitrova^c

^aSchmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123242 Russia

^bSofia University “St. Kliment Ohridski”, Faculty of Physics, Sofia, 1164 Bulgaria

^cNational Institute of Geophysics, Geodesy and Geography, Sofia, 1113 Bulgaria

*e-mail: vinnik@ifz.ru

Analysis of *P*- and *S*- receiver functions for 19 seismic stations on the Balkan Peninsula has been performed. Half of the stations are in Bulgaria. The crustal thickness varies from 28–30 to 50 km. The ratio of longitudinal and shear wave velocities in the upper crust reaches 2.0 in some places. In the southwest of the study area, the 410-km seismic boundary is uplifted by 10 km relative to nominal depth. The elevation may be caused by

hydration and/or cooling of the mantle transition zone under the influence of the Hellenic subduction zone. A low S wave velocity layer related to the 410-km boundary may be located atop this boundary. In the north-western part of the study area this layer is present in spite of the absence of the 410-km boundary. A similar paradox has been previously noted in central Anatolia. Indications of a low-velocity layer are present at a depth exceeding 410 km. The simultaneous inversion of the receiver functions of the two types (P and S) and the Rayleigh wave phase velocities reveals a large (7–9%) decrease in the S -wave velocity in the upper mantle of southern Bulgaria and northern Greece. The thickness of the low-velocity layer (asthenosphere) is about 50 km. The lithosphere-asthenosphere boundary (LAB) is at depths of 40 to 60 km. In terms of tectonics, this zone is characterized as the South Balkan extension system. To the north of 43° N, the S -wave velocity in the upper mantle is usually at least 4.4 km/s and the LAB is not detected or is detected at a depth of over 80 km. The SKS analysis of azimuthal anisotropy reveals lateral zoning in the upper mantle that is correlated to velocity zoning. Probably, the mechanically weak low-velocity mantle of the South Balkan system is easily deformed, and the azimuth of the fast direction of anisotropy (20°) indicates the direction of extension. At the northern stations, the fast direction (about –30°) may be a reflection of an older process.

Keywords: receiver functions, crust, upper mantle, transition zone, lithosphere, asthenosphere, partial melting

УДК 550.347.29

СЕЙСМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ СИБИРСКОГО КРАТОНА И ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ (ОПОРНЫЙ ПРОФИЛЬ 3-ДВ)

© 2021 г. В. Д. Суворов^{1,*}, Е. А. Мельник^{1,**}

¹Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука Сибирского отделения РАН, г. Новосибирск, Россия

*E-mail: SuvorovVD@ipgg.sbras.ru

**E-mail: MelnikEA@ipgg.sbras.ru

Поступила в редакцию 30.10.2019 г.

После доработки 23.04.2020 г.

Принята к публикации 25.09.2020 г.

По данным МПВ и ГСЗ выявлены структуры передового Приверхоянского и локального Тылового (совместно с прилегающей частью складчатой области) прогибов, разделенных высокоскоростным массивом Сетте-Дабанской тектонической зоны. Граница кратона под углом около 15° погружается под кору складчатой системы, где характерный для кратона слой нижней коры со скоростью 6.7–6.9 км/с отсутствует. При этом скорость во всей коре изученной части складчатой системы понижена до 6.2–6.3 км/с, против 6.4–6.5 км/с для кратона, как и на Мохо, соответственно от 7.9–8.0 до 8.3–8.4 км/с. Модель соответствует представлениям о пассивной континентальной окраине Сибирского кратона, подверженного мезозойской складчатости.

Ключевые слова: земная кора, скорость преломленно-рефрагированных и отраженных продольных волн, метод лучевого трассирования, Приверхоянский, Тыловой прогибы, пассивная континентальная окраина.

DOI: 10.31857/S0002333721060107

ВВЕДЕНИЕ

Рассматриваемые данные являются частью комплекса геофизических и геологических исследований вдоль профиля 3-ДВ, входящего в систему опорных региональных профилей Российской Федерации [Кашубин и др., 2016; Эринчек и др., 2014]. Используемые в данной работе сейсмические наблюдения характеризуют структуру земной коры вдоль отрезка профиля 3-ДВ длиной около 600 км, пересекающего слабо изученную геолого-геофизическими методами восточную окраину архейского Сибирского кратона, граничащего с мезозойской Верхояно-Колымской складчатой системой [Pafenov, 1991; Тектоника..., 2001] (рис. 1). Полевые данные представлены двумя системами наблюдений: методами первых вступлений (МПВ) и ГСЗ. Целью первой, более детальной, является изучение сейсмических свойств верхней части коры, предмет второй (с меньшей плотностью наблюдений), вся ее толща и верхи мантии. Интерес к такой задаче обусловлен изучением структуры и природы формирования континентальной зоны сочленения Сибирского кратона и Верхояно-Колымской складчатой системы [Pafenov, 1991; Тектоника..., 2001]. Прикладная

часть заключается в прослеживании корней тектонических блоков, выделенных, в основном, по данным приповерхностной геологии и региональной геофизики, связанных с генезисом и размещением месторождений полезных ископаемых [Эринчек и др., 2014; Кашубин и др., 2016].

Представляемые здесь результаты заметно отличаются от рассмотренных нами в работе [Суворов и др., 2018]. Увеличена длина участка профиля 3-ДВ в сторону складчатой области, а дополнительные уточнения, связанные с использованием не только волн в первых вступлениях, но и отраженных в последующих, позволили более обоснованно интерпретировать зону сочленения как переход от кратона к пассивной континентальной окраине [Pafenov, 1991; Тектоника..., 2001].

ДАННЫЕ МПВ И МОДЕЛИРОВАНИЕ

В качестве источников возбуждения в методе первых вступлений (МПВ) использовалась группа четырех вибраторов “Русич” (30 т) с шагом вдоль линии наблюдений 10 км при длине свипа 30 с в полосе частот 10–36 Гц. Длина расстановки станций (*input-output*) равнялась 40 км при шаге



Рис. 1. Положение рассматриваемого участка профиля 3-ДВ на структурной схеме [Тектоника..., 2001]. Геометрия наблюдений вдоль зимней автотрассы показана жирной линией с номерами пунктов возбуждения МПВ (треугольники) и ГСЗ (серые кружки). Приведены названия пересеченных профилем тектонических структур: СД – Сетте-Дабанская тектоническая зона, О – Крайний, В – Восточно-Сетте-Дабанский.

между сейсмоприемниками 50 м. Пункты возбуждения (ПВ) и наблюдений размещались вдоль автомобильной трассы, поэтому фактическое расстояние между ПВ (вдоль ломаной прямой линии, соединяющей ПВ) уменьшилось до 7–9 км, при расстояниях источник–приемник 35–38 км в зависимости от кривизны дороги.

Волновая картина представленная на коррелограммах (вибросейсмические сигналы) характеризует весьма разнообразную структуру верхней коры вдоль рассматриваемого отрезка профиля. Наиболее простая наблюдается в платформенной части, где опорные волны регистрируются в первых вступлениях, когда характеризуют осадочную толщу пород и свойства кристаллического фундамента (рис. 2, ПВ 115). В частности, уменьшение кажущейся скорости в прямом направлении обусловлено его погружением.

Свойства волновой картины значительно изменяются при увеличении мощности осадочных отложений (рис. 2, ПВ 133) с появлением в последующих вступлениях осей синфазности отраженных волн, близких к гиперболической форме. Их времена пробега с удалением от источника в докритической области сближаются, а в закритической части годографы близки к прямолинейной форме с кажущимися скоростями, асимптотически приближающимися к максимальной скорости в покрывающей толще. В рассматриваемом примере выделено четыре довольно отчетливых отражения, годографы которых в своей закритической части дополняют и делают более обоснован-

ными признаки слоистости, проявленные и в первых вступлениях. Следует также заметить различие в выразительности и протяженности осей синфазности и кажущейся скорости на годографах в прямом и встречном направлениях. Кроме того, сгущения трасс, выраженные темными полосами, являются признаками изменения кривизны линии наблюдения при соответствующем уменьшении расстояний источник–приемник.

В восточной части профиля годографы первых вступлений имеют сложную форму, определяющую присутствие латеральных неоднородностей (рис. 3). Последние выражаются в значительных изменениях вдоль профиля времен пробега волн и соответственно кажущейся скорости. Здесь, в последующих вступлениях практически отсутствуют коррелирующиеся гиперболические оси синфазности отраженных волн, свидетельствующие о слабо выраженной слоистости разреза, подобно наблюдающейся на коррелограмме из ПВ 133 (рис. 2).

Предварительные сведения об основных региональных особенностях строения верхней коры по глубине и латерали хорошо видны на системе наблюдаемых годографов первых и последующих вступлений волн (рис. 4), дополняющей рис. 2 и рис. 3. На ней хорошо представлена блочная структура верхней коры, определяемая ее тектоническим районированием и ожидаемым характером изменения скорости с глубиной. Так, в первой половине профиля уверенно картируется область увеличения времен пробега волн в пер-

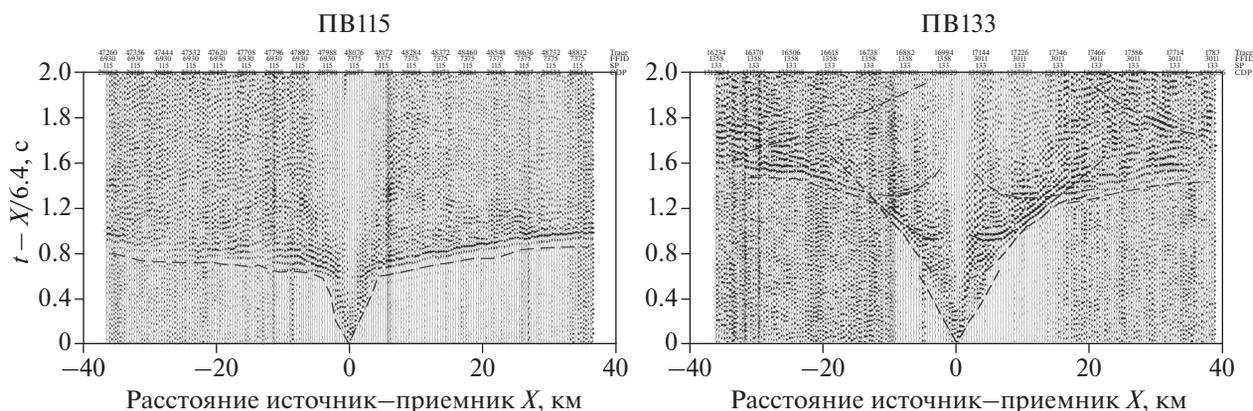


Рис. 2. Примеры нормализованных и фильтрованных в полосе 10–15–30–35 Гц коррелограмм в редуцированном масштабе времен, характеризующих особенности волновой картины при пологом платформенном залегании кровли кристаллического фундамента (ПВ 115) и при значительном его погружении с увеличением мощности слоистых перекрывающих осадочных отложений (ПВ 133). Хорошо видно увеличение времени пробега волн (в сравнении с ПВ 115) и уменьшение кажущейся скорости. Коррелированные оси синфазностей первых вступлений и отраженных волн в последующих показаны черными линиями. Здесь и далее для визуализации амплитудной выразительности волн изображены каждая 8 сейсмическая трасса.

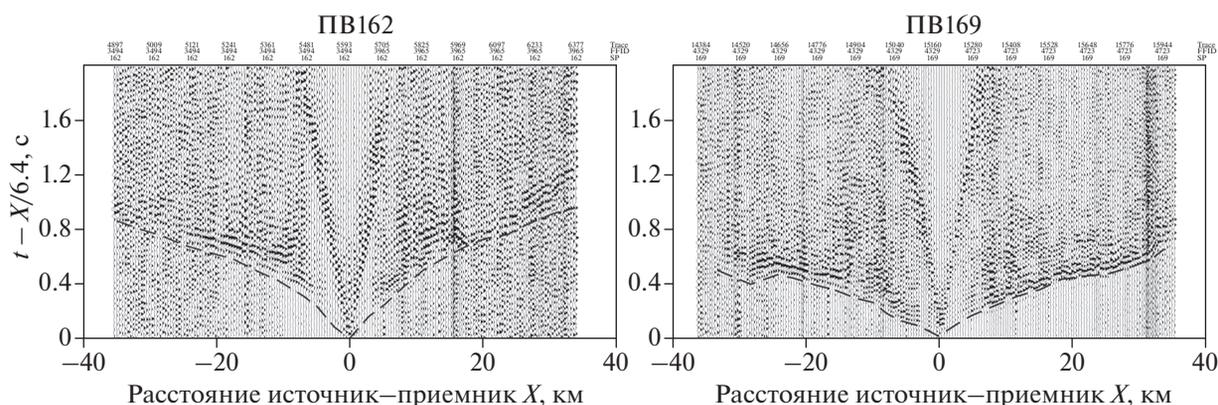


Рис. 3. Примеры коррелограмм, характеризующие типичные особенности волновой картины наблюдаемые в пределах складчатой области (восточная часть профиля). Усл. обозначения см. на рис. 2.

вых вступлениях, обусловленная погружением кристаллического фундамента и увеличением мощности осадочного чехла. Последний, судя по годографам отраженных волн может быть представлен слоистой моделью, со сложной геометрией слоев, изменяющейся по латерали. При этом амплитудная выразительность отражений может изменяться вдоль профиля (рис. 2, рис. 3), затрудняя непрерывность повсеместного их прослеживания при отсутствии отражений на отдельных коррелограммах.

Область, относящаяся к восточному борту Сибирского кратона (Приверхоанский прогиб, рис. 1), ограничивается выступом высокоскоростного массива, выраженного в редуцированном масштабе времен пробега волн в первых вступлениях с близкими к нулю значениями (скорость реду-

кции близка к кажущейся скорости). Поперечный размер массива достигает 50–70 км и, судя по изменениям формы годографов, при более пологом западном его ограничении в сравнении с восточным. Дополнительно отметим присутствие отчетливых отражений на участке, восточного ограничения высокоскоростного массива из ПВ 156 (рис. 4 и коррелограмма ниже).

На востоке, в пределах складчатой области, годографы первых вступлений существенно короче, чем в начальной части профиля при значительно пониженных временах пробега и, соответственно, повышенной кажущейся скоростью. Наблюдаемые локальные, достаточно контрастные изменения времен пробега, свидетельствуют о горизонтальных неоднородностях приповерхностной части земной коры.

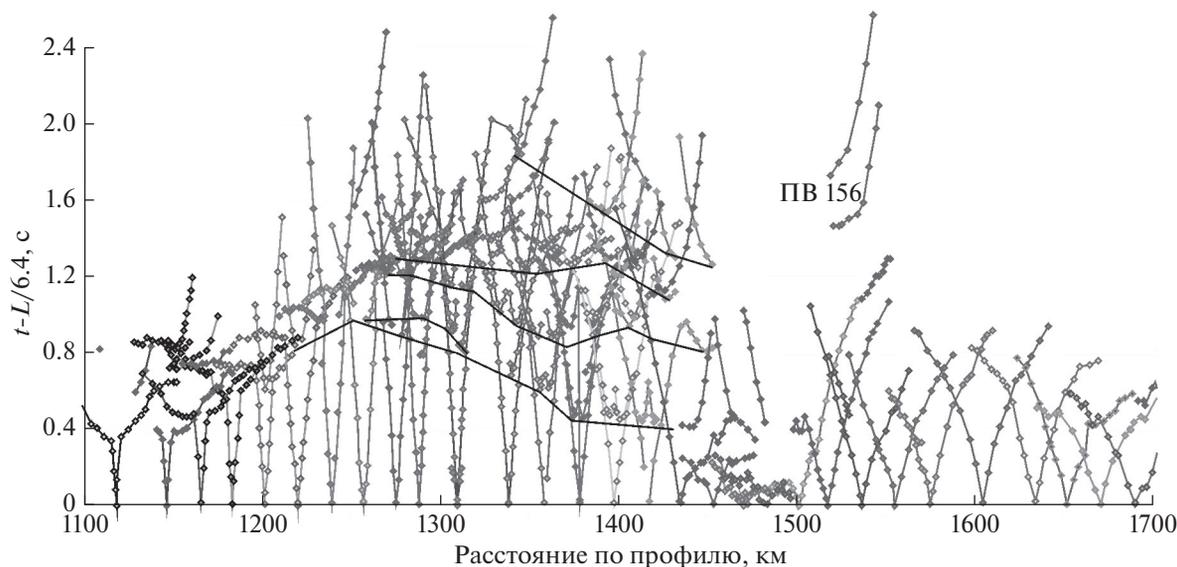


Рис. 4. Схема прореженных наблюдаемых редуцированных годографов первых вступлений и отраженных волн (с гиперболической формой) в последующих (представлено 30 годографов из 63 фактических). Черными сплошными линиями показаны огибающие минимумов годографов отраженных волн, подчеркивающие слоистость толщи осадочных отложений. Для ориентировки отмечены номера некоторых ПВ (рис. 1).

Построение сейсмического разреза верхней коры проведено прямым лучевым трассированием методом направленного подбора параметров [Zelt, Smith, 1992; Zelt, 1999], обеспечивающего невязки между наблюдаемыми и расчетными временами пробега волн, не превышающими в среднем 0.05–0.07 с (см. рис. 5, рис. 6). Направленность перебора определяется локальными изменениями положения узлов (или только одного из них) ломаной линии, аппроксимирующей форму сейсмических границ, и послонных узлов вариаций скорости по вертикали и латерали, влияющих на траекторию распространения сейсмических лучей и соответственно, на времена пробега волн. В зависимости от кривизны линии наблюдения, когда лучевые плоскости между ПВ и пунктами приема значительно различаются, невязки на отдельных локальных участках достигают 0.1–0.15 с в зависимости от присутствия латеральных (трехмерных) неоднородностей. Вместе с тем наблюдаемые вариации времен пробега значительно превышают эту величину, что позволяет с достаточной уверенностью в двумерном приближении выделять региональные особенности структуры верхней коры. Ошибку определения кажущейся скорости на базе не менее 15–20 км (двойное расстояние между источниками возбуждения) в среднем можно оценить величиной ± 0.1 км/с. Глубина залегания границ контролируется в основном параметрами модели в окрестности каждого из источников возбуждения, которые затем корректируются результатами лучевого трассирования из соседних ПВ, с увязанными го-

дографами прямого и встречного направлений, образуя взаимно согласованную систему данных. По порядку величины относительная среднеквадратичная погрешность (формула переноса ошибок) в глубине залегания границ, в слоистой среде, при принятых ошибках во времени и скорости может достигать $\pm 2\%$.

Принятая модель состоит из восьми латерально неоднородных слоев, в том числе и выклинивающихся, в которой удастся с приемлемой точностью согласовать наблюдаемые и модельные времена пробега преломленно-рефрагированных и отраженных волн. Для каждого из слоев и типов волн задавалось минимально достаточное количество лучей, как правило не более 25–30, равномерно выходящих из источников и возвращающихся к поверхности. Это обеспечивало возможность наглядного анализа влияния параметров модели на плотность лучевых траекторий и их связь с основными кинематическими характеристиками наблюдаемого волнового поля. При этом модельные годографы отраженных волн на сейсмограммах определяют возможность локализации коррелирующихся с ними достаточно интенсивных осей синфазности, правда, не всегда большой протяженности и не на каждой коррелограмме. Последнее обусловлено присутствием контрастных латеральных неоднородностей как в структуре, так и в изменениях скорости в среде, которым соответствуют годографы отраженных волн сложной формы, значительно отличающиеся от гиперболичности, что затрудняет их визуальное выделение и корреляцию.

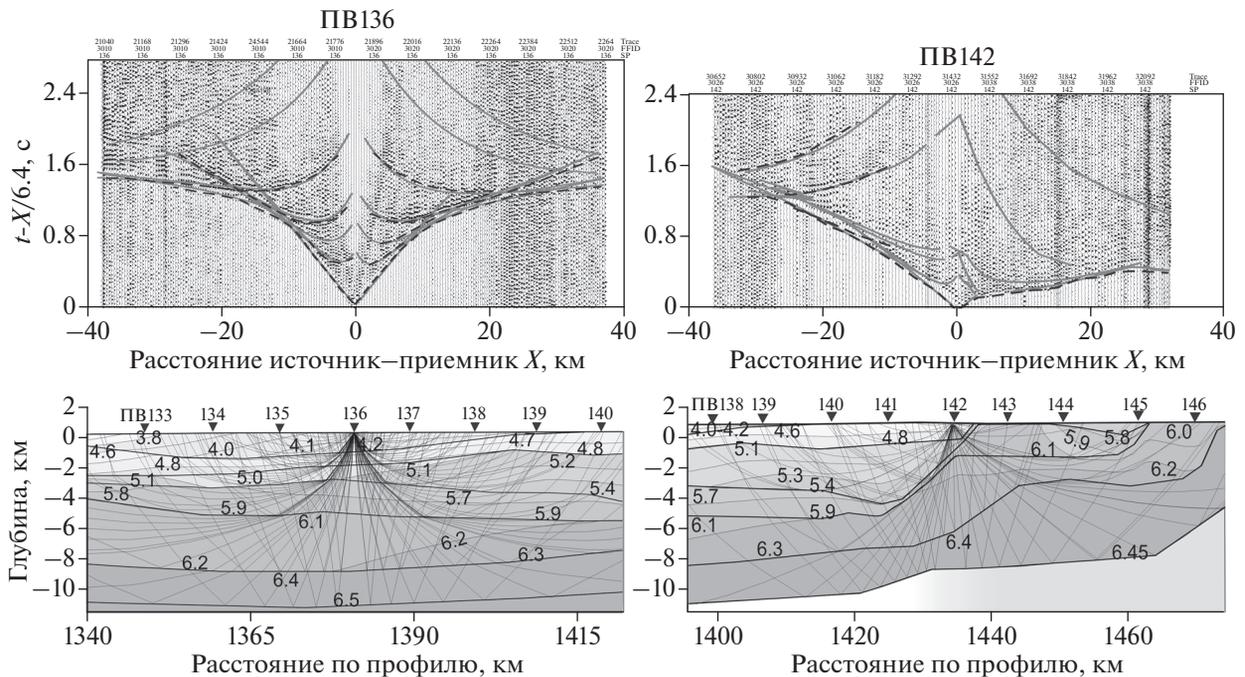


Рис. 5. Примеры редуцированных коррелограмм и лучевых схем распространения преломленно-рефрагированных и отраженных волн на участке Приверхоянского прогиба (ПВ 136, 142) с наблюдаемыми и теоретическими годографами (штриховые и сплошные линии соответственно) при скорости редуции 6.4 км/с. На разрезе толстые линии соответствуют границам со скачком скорости (штриховые неуверенно), тонкие — изолиниям скорости в км/с. Пункты возбуждения, данные которых использованы при моделировании, показаны треугольниками с номерами.

Примеры коррелограмм и результаты моделирования (рис. 5), иллюстрируют в дополнение к рис. 2 и рис. 3 волновую картину с наиболее отчетливыми фазами отраженных волн, определяющими возможность непосредственного обнаружения слоистости осадочного чехла в пределах Приверхоянского прогиба. Важно отметить различие в амплитудной выразительности прослеживания фаз колебаний отраженных волн в прямом и встречном направлениях. Часто это связано с криволинейной геометрией отражающих горизонтов и, по-видимому, повышенным фоном помех в виде интенсивных боковых отражений, а также и случайного шума. Так, например, отраженные волны являются более отчетливыми во встречном направлении (рис. 5, левая часть коррелограммы из ПВ 136), тогда как в прямом от ПВ 136 и 142 на удалениях источник–приемник свыше 20 км их выделение затруднительно на фоне случайных помех значительной интенсивности. Также отражения не наблюдаются на нормализованных коррелограммах в ближней окрестности всех ПВ.

В частности, на коррелограмме из ПВ 136, расположенного в пределах Приверхоянского прогиба, четыре теоретических годографа отраженных волн, коррелирующиеся с интенсивными фазами колебаний подчеркивают слоистость разреза. Два из них встречного направления на боль-

ших временах неплохо согласуются с осями синфазности докритических отражений, визуальная корреляция которых на коррелограммах без модельных годографов затруднительна. Другие прерывистые оси синфазности от наиболее погруженных границ менее выразительны особенно на расстояниях менее 15–20 км от источника. Вместе с тем расчетные годографы в прямом направлении из этого же ПВ от одноименных границ располагаются в области слабо выразительных отражений на повышенном фоне помех.

Распределения лучевых траекторий и времен пробега рассматриваемых волн, соответствующие наблюдаемым годографам показывают, что параметры слоев, определенные совместно по первым вступлениям и отраженным волнам, относятся к наиболее обоснованным (рис. 5). Положение границ на глубине 4–12 км, рассчитанных только по докритическим отражениям, является условным вследствие отсутствия сведений о непосредственной величине и изменениях скорости в соответствующих слоях при отсутствии преломленно-рефрагированных волн. Кроме того, в приближении постоянной скорости в слоях, характерном для моделей по отраженным волнам, возможны изменения геометрии границ вследствие неучитываемых изменений скорости как в вертикальном, так и горизонтальном направлениях.

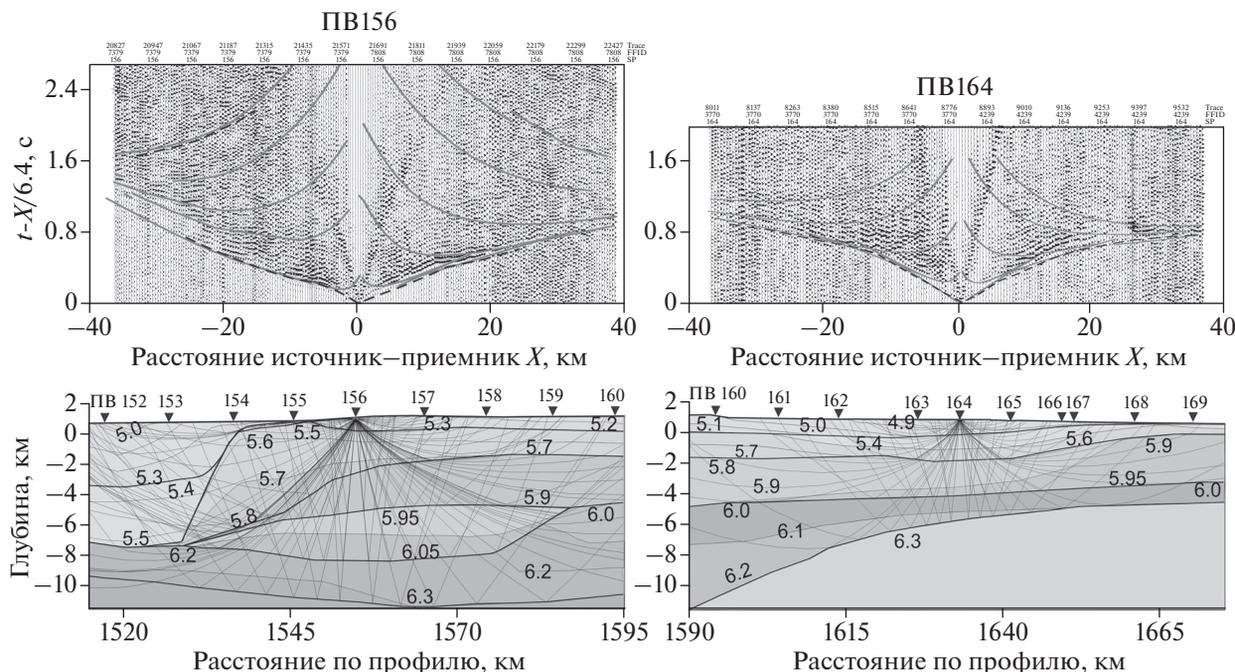


Рис. 6. Примеры моделирования структуры верхней коры в локальном прогибе, непосредственно приуроченном к границе высокоскоростного блока (ПВ 156), и в пределах складчатой системы (ПВ 164). Усл. обозн. см. на рис. 5.

Пример распределения лучевых траекторий в области западного выклинивания слоя мощностью до 4 км и скоростью 4.6–5.4 км/с, примыкающего к приповерхностной части блока со скоростью около 6.0 км/с в окрестности ПВ 142, представлен на рис. 5. Близость расположения ПВ к границе клина подчеркивает высокую контрастность изменения редуцированных времен пробега волн от повышенных (до 1.6 с) во встречном направлении до пониженных (до 0.4 с) в прямом. При этом линия наблюдения значительно искривлена, что выражается на коррелограмме полосами сгущения трасс и уменьшением расстояния источник–приемник (в сравнении длиной линии наблюдения), в частности, из ПВ 142 в прямом направлении на величину до 8 км. Этот эффект проявляется на всех коррелограммах из ПВ, наблюдения из которых пересекают эти зоны сгущения трасс (участок профиля 1430–1500 км, рис 1, рис. 4).

Лучевая схема при удовлетворительном соответствии наблюдаемых и теоретических годографов первых вступлений для ПВ 142 показывает, что в приповерхностной части разреза прибортовой части Приверхоанского прогиба до глубины около 3 км, скорость изменяется по латерали от 4.2–5.4 км/с, до 5.8–6.2 км/с (участок профиля 1390–1465 км). Подчеркнем, что модель в области демонстрируемого распространения волн из представленного источника, согласована с дан-

ными других ПВ, расположенных на этом участке профиля (рис. 4, рис. 5).

Примеры моделирования типов разреза к востоку от высокоскоростного блока, представлены на рис. 6. Важной особенностью структуры, являющейся достаточно выраженными по амплитуде оси синфазности отраженных волн с близкими к гиперболической форме, наблюдаемые только на встречной части коррелограммы из ПВ 156. В прямом направлении от ПВ они значительно менее проявлены вследствие выклинивания верхних трех слоев со скоростью 5.0–5.3, 5.4–5.5 и 5.6–5.8 км/с. При этом выделение отражений от других, более глубоких границ, затруднено повышенным фоном помех. Совокупность всех данных указывает на присутствие здесь узкого Тылового прогиба (шириной около 35 км) мощностью 5.0–5.5 км/с

К востоку от ПВ 156 визуальная корреляция отражений затруднительна, что хорошо видно в правой части этой коррелограммы и они полностью отсутствуют на данных из ПВ 164, поэтому их нет и на рис. 4. Моделирование показывает, что в восточной части профиля глубина проникания волн в первых вступлениях уменьшается до примерно 4–5 км при увеличении скорости от 5.0 до 5.5–6.2 км/с. Характерные изменения амплитудной выразительности осей синфазности отраженных волн в зависимости от положения источника и направления их распространения в части

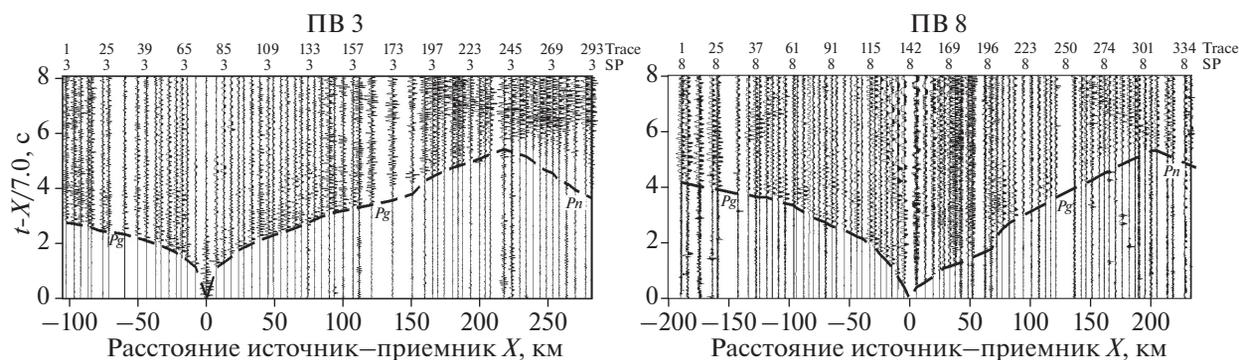


Рис. 7. Примеры сейсмограмм ГСЗ нормализованных и фильтрованных в полосе частот 2–3–15–20 Гц (ПВ 3 и 8) в редуцированном масштабе времен, характеризующих основные особенности изменений времен пробега волн в первых вступлениях, распространяющихся в земной коре (P_g) и в верхах мантии (P_n) в зависимости от положения ПВ. Также можно заметить отсутствие на фоне интенсивных колебаний обособленных протяженных осей синфазности гиперболической формы, характерных для закритических отраженных волн от поверхности Мохо в платформенных условиях.

профиля, расположенного в складчатой области, можно также увидеть и на рис. 6. Интенсивные и протяженные оси отражений хорошо видны только в левой части коррелограммы и практически отсутствуют в правой. Природа этого явления остается пока непонятной.

ДАННЫЕ ГСЗ И МОДЕЛИРОВАНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Система наблюдений ГСЗ характеризуется средним расстоянием между пунктами возбуждения 15–30 км (только на двух участках профиля такой промежуток увеличен до 60 и 90 км) в виде рассредоточенных взрывов 4–5 т в неглубоких водоемах и применением телеметрических четырех канальных (с шагом 300 м) станций “Роса-А”, распределенных по профилю через 3–6 км при расстояниях источник–приемник до 400–450 км.

Существенной особенностью на сейсмограммах ГСЗ являются значительные вариации времен пробега волн в первых вступлениях в зависимости как от расстояния взрыв–прием, так и от положения пунктов возбуждения (ПВ). Типичные аномалии, характеризующие основные латеральные изменения волновой картины и времен пробега волн вдоль профиля, иллюстрируются на примерах сейсмограммах (рис. 7).

На сейсмограмме из ПВ 3, расположенного в начале профиля, времена пробега первой волны P_g до 1.0–1.5 с в окрестности источника определяются мощностью осадочного чехла с относительно пониженной скоростью в Приверхоянском прогибе. С удалением от источника на восток, увеличение их времени пробега сопровождается монотонным нарастанием кажущейся скорости, нарушающемся ее локальным увеличением на участке 110–140 км приповерхностного блока с аномальной скоростью (рис. 4, рис. 5, рис. 7).

Следующее за этим увеличение времен (уменьшение скорости, на участке годографа 140–170 км) соответствует Тыловому прогибу, заполненному отложениями с относительно пониженной скоростью (рис. 6, ПВ 156). Волна, проникающая в верхнюю мантию P_n , выходит в первые вступления на расстоянии от источника около 210 км. Ее прослеживание здесь затруднено слабой интенсивностью (как и первых вступлений на интервале расстояний 150–190 км), подтверждаемой только по взаимным временам из других ПВ (рис. 8). На расстояниях от источника 180–300 км в последующих вступлениях можно выделить отраженную волну от Мохо (P_mP), в виде первой интенсивной фазы колебаний примерно гиперболической формы.

Также уверенно коррелируются с приповерхностными неоднородностями, выявленными по данным МПВ, изменения времен пробега волны P_g на сейсмограмме из ПВ 8 в восточной части профиля (рис. 1, рис. 7). Отчетливое плавное увеличение кажущейся скорости на встречном годографе обусловлено структурой Приверхоянского прогиба (рис. 4, ПВ 136). На годографе в прямом направлении локальное увеличение кажущейся скорости на участке удалений от источника 10–50 км определяется аномальным блоком. Далее, на участке шириной около 50–80 км скорость уменьшается, маркируя положение Тылового прогиба (рис. 6, ПВ 156). Существенной особенностью годографа первых вступлений на интервале удалений 80–90 км от ПВ 8 вплоть до выхода в первые вступления волны P_n (на расстоянии источник–приемник около 210 км) является его прямолинейная форма с пониженной интенсивностью колебаний. В отличие от ПВ 3 здесь характерно отсутствие типичных корреляционных признаков обнаружения волны P_mP .

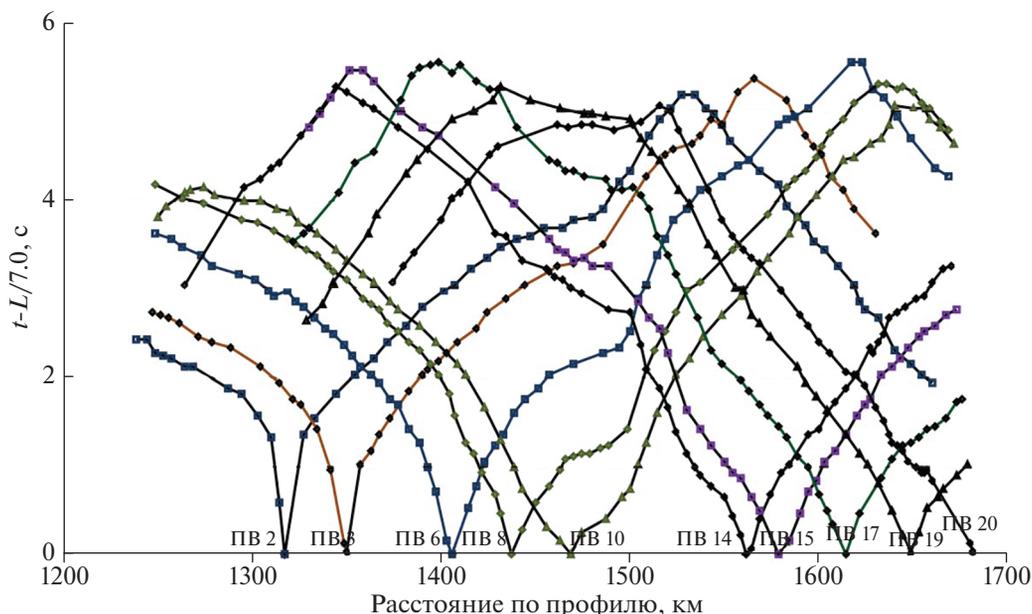


Рис. 8. Система наблюдаемых редуцированных годографов волн в первых вступлениях по данным ГСЗ (Pg – распространяющаяся в земной коре, Pn – преломленная на Мохо) с номерами ПВ. Резкие изменения наклона годографов с переходом от кажущейся скорости 6.6–7.0 до 7.9–8.0 км/с маркируют выход в первые вступления волны Pn . Скорость редукации 7 км/с.

Блок с аномально повышенной скоростью (1430–1500 км профиля, рис. 4, рис. 8) разделяет систему годографов волны Pg на западную и восточную части. Кажущаяся скорость этой волны, распространяющейся в встречном направлении из ПВ 2–10 монотонно увеличивается с расстоянием источник–приемник в пределах Приверхоанского прогиба. На годографах из этих же ПВ в прямом направлении он также ограничен на 1430 км, резким увеличением скорости. Далее на восток наблюдаются подобные наклоны всех нагоняющих годографов (ПВ 2–10).

Контрастность изменения формы годографов волны Pg , распространяющейся в прямом направлении из источников, расположенных в западной части профиля тесно связана с приповерхностными неоднородностями в виде аномального блока (1430–1500 км профиля) и ограничивающего его Тылового прогиба (1500–1530 км), с пониженной кажущейся скоростью (рис. 4). Годографы из ПВ 6, 8, 10 (частично и из ПВ 3) на участке профиля свыше 1500 км имеют прямолинейную форму вплоть до выхода в первые вступления волны Pn , с параллельностью, зависящей от положения ПВ относительно латеральных неоднородностей. Наиболее контрастно это проявляется на годографах прямого направления из ПВ 8 и 10 (рис. 8).

На встречных годографах из ПВ 14–20 также хорошо проявлены приповерхностные неоднородности в виде пониженных значений кажущейся

скорости, соответствующих Тыловому прогибу (1500–1550 км профиля), и следующего за ним участка с аномально повышенной скоростью (1430–1500 км). В пределах Приверхоанского прогиба удаленная часть годографов первых волн из ПВ 14, 15 отличается практически прямолинейной формой, отличающейся от монотонного нарастания кажущейся скорости на нагоняемых годографах из ПВ 8, 10, вплоть до резкого ее увеличения, свойственного волне Pn .

Характерной особенностью последней является повышение времен пробега на величину до 1 с из источников, расположенных в восточной части профиля в сравнении с западными. Например, выход волны Pn в первые вступления из ПВ 10 наблюдается в западной части профиля на редуцированном времени около 4.0 с на расстоянии источник–приемник около 200 км, тогда как в восточной части профиля это значение увеличено до 5 с при пониженном до 170 км расстоянии от источника.

Выявленные свойства наблюдаемых годографов ГСЗ фактически определяют стартовую модель земной коры, параметры которой являются целью численного моделирования. При этом возможны ошибки в локализации и неточности в оценках скорости в пределах региональных неоднородностей, выявленных априори по системе годографов (рис. 4) и в соответствии с детальностью системы наблюдений. Конечно, на выбор стартовой модели может оказывать влияние не

всегда уверенная визуальная фазовая корреляция волн, однако размеры и контрастность рассматриваемых неоднородностей значительны, чтобы отнести их к достаточно обоснованным и пригодным для локализации. Здесь особую значимость приобретают расчет годографов первых вступлений (рис. 8), используемых в качестве первого приближения и анализ их соответствия наблюдаемому волновому полю. Это имеет непосредственное отношение и к обнаружению отраженной волны от Мохо (PmP) на сейсмограммах и определение ее годографов, являющихся в платформенных условиях, как правило, опорными. В нашем случае ее корреляция в виде протяженных годографов гиперболической формы оказывается весьма затрудненной из-за значительной неоднородности коры. Поэтому для волны PmP , в качестве первого приближения, полезно использовать модельные годографы, в некоторой окрестности которых можно пытаться обнаружить хотя бы фрагменты ее осей синфазности и при обоснованной необходимости корректировать параметры нижней коры, не противоречащие годографам волны Pn .

Моделирование структуры земной коры производилось итеративным методом прямого лучевого трассирования [Zelt et al., 1992; Zelt, 1999] с учетом свойств ее верхней части, полученных по наблюдениям МПВ. При этом восемь слоев верхней коры дополнены еще двумя в нижней ее части и одним в верхах мантии с подошвой на глубине 60 км. Для более равномерного распределения лучевых траекторий лучше соответствующих разрешающей способности метода ГСЗ с менее плотной системой наблюдений (рис. 8) использован сглаженный рельеф границ в верхней коре.

Невязки времен пробега между наблюдаемыми и теоретическими годографами достигали в среднем 0.1–0.2 с, что по порядку величины соответствует фазе регистрируемых колебаний, хотя на локальных участках невязки могут быть больше вследствие кривизны линии наблюдения и влияния трехмерных неоднородностей. Вместе с тем, увеличение длины участков годографов и соответствующей мощности модельных слоев в коре и верхах мантии (в сравнении с МПВ) не приводит к увеличению погрешности в оценке скорости, которая в среднем, как и для верхней коры, достигает ± 0.1 км/с. Однако погрешность определения глубины границ в нижней коре оказывается больше, чем для верхней. Оценка ее величины по формуле переноса ошибок, например, для глубины Мохо в двухслойном приближении достигает по порядку величины $\pm 5\%$ в значительной зависимости от погрешности определения параметров верхней относительно низкоскоростной части коры.

В модели с контрастными латеральными неоднородностями удалось подобрать параметры средней и нижней частей коры при удовлетворительном соответствии наблюдаемых и теоретических годографов первых вступлений, правда не без затруднений (рис. 9). Подчеркнем также, что количество изображенных (как и выше для данных МПВ), равномерно выходящих из источника лучей и распространяющихся преломленно-рефрагированных волн (Pg в коре, Pn в мантии) в каждом из слоев и отраженных от границ в коре (PcP_1 , PcP_2) и Мохо (PmP) принято минимально достаточным, как правило, не более 25–30. Это обеспечивает необходимый анализ особенностей годографов и их связь с параметрами коры, что особенно важно для визуального обнаружения фрагментов достаточно интенсивных осей синфазности отраженных волн часто не гиперболической формы.

Рассмотрим результаты моделирования, полученные в начальной части профиля на примере встречной сейсмограммы из ПВ 6, на которой модельный и наблюдаемый годографы первых вступлений в интервале расстояний до 160 км соответствуют волне Pg , распространяющейся в верхней коре и проникающей на глубину до 10–12 км. Сложность разреза подтверждается здесь отраженными волнами от двух границ, годографы которых практически совпадают с первыми вступлениями в критической точке. Отсутствие закритических отражений как модельных, так и наблюдаемых, можно объяснить кривизной границ.

Область прослеживания распространяющейся в прямом направлении волны Pg из ПВ 6 ограничена 150 км при сложной форме годографов обусловленной выклиниванием трех верхних слоев при переходе к блоку с аномально повышенной скоростью и понижением скорости в его тыловой части. В пределах этого блока существует разрыв модельного годографа для волны, распространяющейся в третьем слое при переходе через преломляющую границу со скоростью 6.0 км/с на глубине около 8 км. Изменением ее рельефа такой эффект можно устранить, однако это приведет к другому распределению лучевых траекторий волны Pg из ближних к рассматриваемому пункту возбуждения и увеличению невязок между модельными и наблюдаемыми годографами.

Более сложная ситуация наблюдается на интервале удалений от источника 150–200 км, где в области первых вступлений волна, лучевые траектории для которой пересекают аномальный блок, имеет пониженную интенсивность, в соответствии с их плотностью. Согласовать наблюдаемый и модельный годографы в этой области удалось моделированием отраженной волны PcP_1 от криволинейной границы на глубине около 20 км. Важно также, что эта волна контролирует

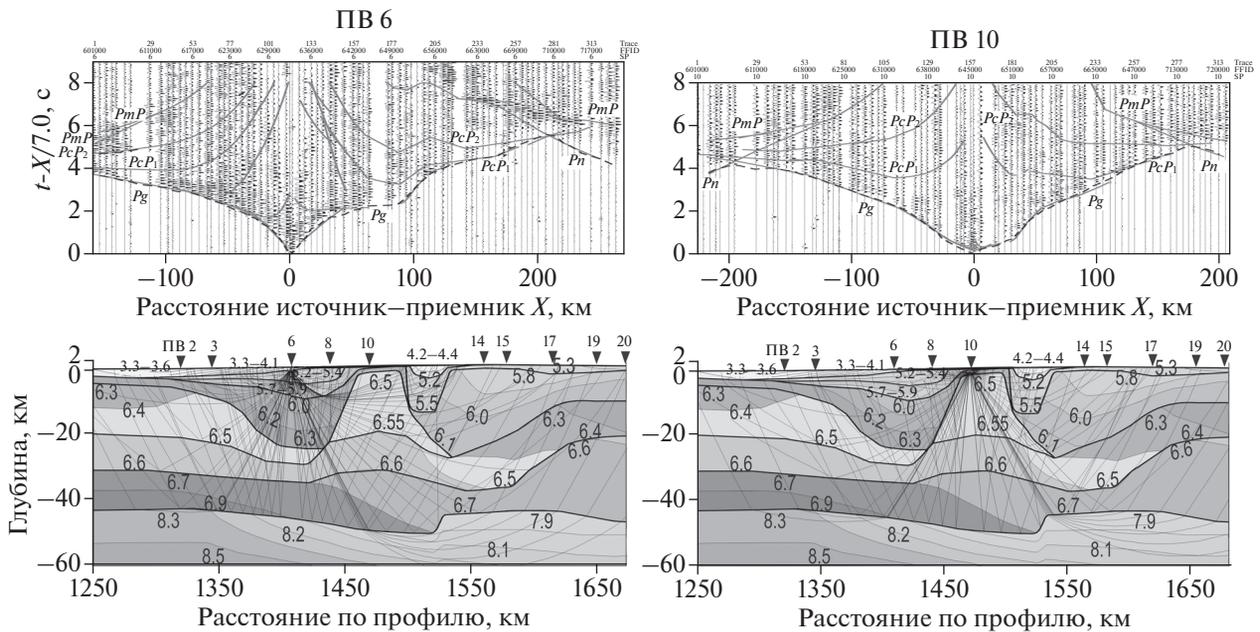


Рис. 9. Примеры моделирования сейсмической структуры коры для сейсмограмм (вверху) из источников, расположенных в Приверхоянском прогибе (ПВ 6) и в пределах высокоскоростного блока (ПВ 10). Показаны наблюдаемые (штриховые линии) и модельные годографы (сплошные), вместе с сейсмическими разрезами (внизу). Даны значения скорости в км/с и лучевые траектории распространения волн. Показано положение ПВ (треугольники) и их номера вдоль профиля, данные которых использованы при моделировании.

повышенную до 20 км мощность пород со скоростью до 6.0–6.1 км/с к востоку от аномального блока, также, как и увеличенное до 15 км положение подошвы Тылового прогиба. Во встречном направлении из этого же источника отсутствует достаточно интенсивная и протяженная ось синфазности волны PcP_1 , хотя в окрестности модельного годографа можно найти коррелирующиеся короткие фрагменты, возможно относящиеся к этой волне.

Отраженная от границы на глубине 30 км волна PcP_2 , представлена в левой части сейсмограммы короткой интенсивной осью синфазности на расстоянии 130–160 км от ПВ 6 (рис. 9). Она является первой в цуге последующих колебаний протяженностью около 0.5 с, который ограничен сверху годографами волн Pn и PmP в окрестности критической точки. В прямом направлении модельный годограф отражений PcP_2 от границы на глубине около 30 км совпадает в интервале удалений 150–220 км с наблюдаемой мало амплитудной осью синфазности.

Времена пробега волны PmP , распространяющейся в прямом направлении из ПВ 6, уверенно соответствуют фазам интенсивных колебаний на интервале расстояний 140–160 км в критической области вместе с волной Pn , прослеживающейся в последующих и первых вступлениях (рис. 9). Далее, в годографе волны PmP наблюдается разрыв и петля, вследствие изменений лучевых траекто-

рий в области ступенеобразного рельефа Мохо. За ее пределами, начиная с удалений 220 км, модельный годограф коррелируется с фазой колебаний повышенной амплитуды.

Область распространения закритических лучей волны PmP на встречной части сейсмограммы из ПВ 10 ограничена границей приповерхностного блока с повышенной скоростью и при непрерывном распределении лучей волны Pn . В прямом направлении интенсивные в области критической точки фазы колебаний волны PmP соответствует модельному годографу на интервале удалений 120–200 км, как и менее интенсивные колебания Pn в первых вступлениях.

Увеличение времени пробега волн Pg , PmP на величину около 1.0 с в прямом направлении из ПВ 3, 6, 8, 10, в сравнении с данными из ПВ 10 встречного направления (рис. 8), определяется пониженной скоростью в коре к востоку от аномального блока в сравнении с западной и уменьшением (от 8.2–8.3 до 7.9 км/с) скорости на Мохо (рис. 9).

Совпадающие наблюдаемый и модельный годографы волны Pg встречного направления из ПВ 15 отчетливо определяют положение Тылового прогиба с пониженной скоростью и блока с ее аномальным увеличением (рис. 10). Область ее прослеживания только до 125 км на сейсмограмме, как видно по распределению лучевых траекторий, определяется глубиной залегания подош-

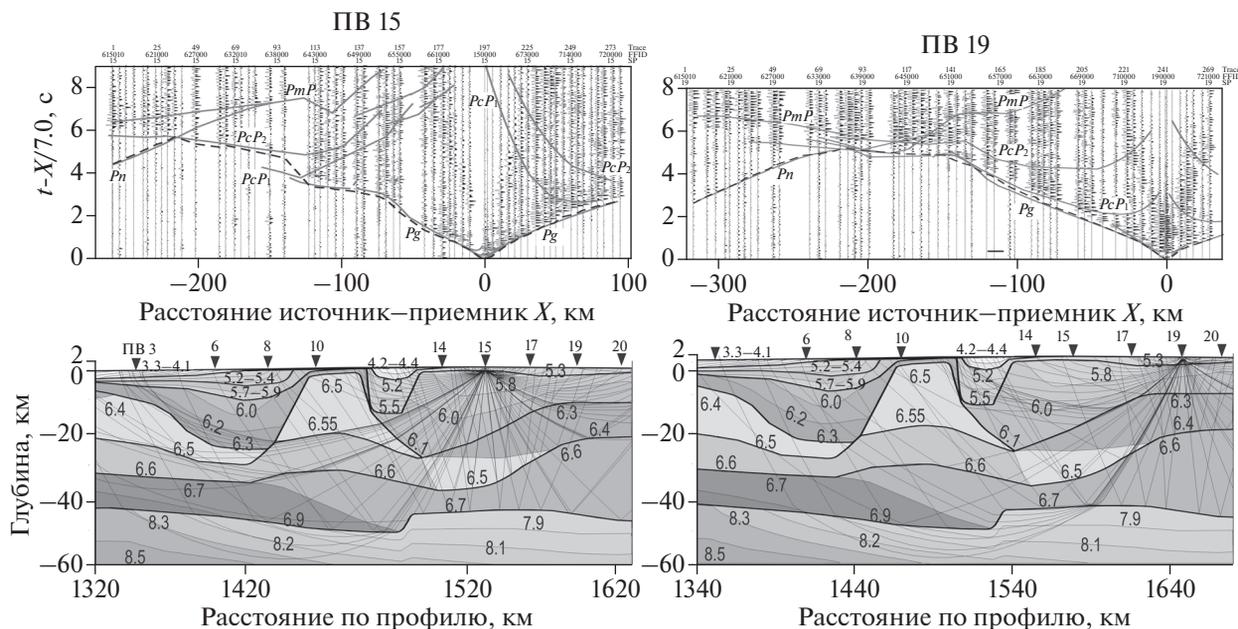


Рис. 10. Сейсмограммы с наблюдаемыми (штриховые линии) и модельными (сплошные) годографами (вверху) и результаты моделирования структуры коры по данным из ПВ 15, 19, расположенных в восточной части профиля (внизу). Усл. обозн. см на рис. 9.

вы Тылового прогиба. Далее интенсивность колебаний в области первых вступлений резко уменьшается, в соответствии с плотностью лучевых траекторий, а короткий отрезок модельного годографа с кажущейся скоростью, пониженной в сравнении с предшествующей его частью, можно соотнести с фазой волны PcP_1 . С удалением от ПВ ее интенсивность еще более уменьшается и наблюдающаяся на примерно 0.5 с позднее ось синфазности модельного годографа соответствует волне PcP_2 , прослеживающейся до удалений 260 км. Модельный годограф волны PmP имеет сложную форму, соответствуя наиболее интенсивными фазами колебаний только в закритической области (интервал расстояний 140–200 км), где также присутствует и фаза волны Pn с более высокой кажущейся скоростью.

В прямом направлении из ПВ 15 (рис. 10) глубина проникания волны Pg , в соответствии с наблюдаемым годографом, достигает 10–12 км, определяя положение преломляющей границы со скоростью 6.3 км/с. Это подтверждается также годографами из ПВ 14, 15, 17 (рис. 8), где первые вступления в прямом направлении с кажущейся скоростью около 6.3 км прослеживаются, начиная с расстояний от источников в 30 км. Во встречном направлении, по данным из ПВ 6, 10 (рис. 9), эта граница погружается на глубину около 20–25 км в направлениях к высокоскоростному блоку. Не противоречит этому и годограф отраженной волны PcP_1 из ПВ 10 (рис. 9) в виде отчетливой фазы интенсивных колебаний в видимых

первых вступлениях на расстояниях взрыв-прием около 130–170 км.

Волновая картина и годографы встречного направления из ПВ 19 значительно отличаются от ПВ 15 более уверенным прослеживанием волн Pg и Pn в первых вступлениях (рис. 10). Контрастно пониженная до 6.8–7.0 км/с кажущаяся скорость волны Pn в интервале удалений от ПВ 150–200 км контролируется блоком с аномально повышенной скоростью и с учетом сейсмического сноса ступенеобразным подъемом границы Мохо. Волна PcP_1 представлена интенсивной осью синфазности, прослеживающейся вслед за высокочастотными и малоамплитудными колебаниями волны Pg . Волне PcP_2 соответствует интенсивная ось синфазности в последующих вступлениях на эпицентральных расстояниях 130–220 км. Теоретический годограф волны Pn и достаточно интенсивные первые вступления на удалениях свыше 220 км, удовлетворительно согласованы, а сложная форма годографа волны PmP с разрывом из-за ступени в рельефе Мохо и аномального блока в коре, затрудняет обнаружение соответствующих осей синфазности в интерференционном волновом поле. Времена пробега волн из других ПВ, расположенных в восточной части профиля, дополняют обнаруженные выше региональные особенности строения коры также в зависимости от латеральных приповерхностных неоднородностей (рис. 8, рис. 10).

Представленные примеры иллюстрируют принципиальные особенности моделирования структу-

ры коры, согласованной с системой данных по всем ПВ ГСЗ и только частично с данными МПВ по верхней коре. Наиболее значительные изменения касаются увеличения мощности верхней коры со скоростью 6.0–6.2 км/с до примерно 20–25 км в областях, обрамляющих блок с повышенной до 6.5 км/с скоростью (рис. 9, рис. 10) в сравнении с 8–10 км по данным МПВ (рис. 7, рис. 8). По данным МПВ в верхней коре распространяющаяся вдоль слоев преломленно-рефрагированная волна P_g имеет наибольшую длину близгоризонтальной части лучей, определяющих кажущуюся скорость, близкую к изменениям скорости внутри слоев. С глубиной это свойство утрачивается отсутствием таких волн из-за недостаточных расстояний источник–приемник и переходом к отраженным волнам, для которых лучевые траектории являются наклонными. Так, например, для ПВ 10 (рис. 9), судя по модельному годографу волны PcP_1 , прямого направления (соответствует интенсивной фазе колебаний в видимых первых вступлениях), наименьший угол луча, отраженного от рассматриваемой границы на глубине 25–30 км, уменьшается до 20–25° на расстоянии около 125–150 км и увеличиваясь с приближением к источнику. Возможно, что различие в скоростях, определяемых по данным рефрагированных и отраженных волн связано с квазианизотропными свойствами земной коры, что требует дополнительного изучения.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Моделирование структуры земной коры при контрастных латеральных неоднородностях выявило ряд особенностей. Прежде всего, отметим, что представление сейсмограмм (от взрывных источников) и кореллограмм (от вибрационных) в нормализованном виде приводит к ослаблению влияния геометрического расхождения на амплитуды регистрирующихся волн, особенно в ближней зоне к источникам. В результате удается выделить отраженные волны в докритической области от границ в верхней коре, особенно в пределах слоистых осадочных бассейнов большой мощности. Это значительно расширило возможности обоснованного построения латерально неоднородной структуры земной коры путем кинематического двумерного моделирования. При этом природа достаточно интенсивных и протяженных осей синфазности волн в первых и последующих вступлениях может быть определена по соответствию их модельным годографам. Последние, в зависимости от положения источников и приемников относительно неоднородностей, имеют сложную и прерывистую форму, отличающуюся от гиперболичности для отраженных волн и от монотонно увеличивающейся кажущейся скорости волн в первых вступлениях. Это существенно затрудняет выявление даже опорных волн на сей-

смограммах и построение соответствующих годографов, необходимых для составления стартовой модели с наиболее адаптированной к имеющимся данным параметризацией (рис. 2, рис. 4, рис. 7, рис. 8). Определение природы волн в первых вступлениях также не является простым, что показано моделированием в условиях значительных неоднородностей коры.

Следует напомнить важную особенность результатов, касающихся строения консолидированной толщи земной коры. Выше отмечалось различие на сейсмограммах представительности достаточно выразительных по интенсивности осей синфазности отраженных волн прямого и встречного направлений как от фиксированного источника, так и при изменении его положения. Такое явление, скорее всего, связано с контрастными скоростными латеральными неоднородностями, кривизной и прерывистостью отражающих элементов. Поэтому предлагаемая модель характеризует сглаженную, региональную структуру коры, в которой сейсмические границы могут представлять собой огибающие отдельных протяженных (много больше зон Френеля) отражающих элементов, не являющихся фактически непрерывными.

Верхняя кора по данным системы наблюдений МПВ

К наиболее крупным структурам верхней коры относятся Приверхоянский передовой и Тыловой прогибы, разделенные блоком с аномально повышенной до 6.5–6.6 км/с скоростью (рис. 11). Протяженность передового прогиба достигает 120–180 км, а локального Тылового только до 30 км.

Приверхоянский передовой прогиб условно можно представить тремя этажами, разделяющимися по структуре и значениям скорости (рис. 11). Напомним, что признаки слоистости подтверждаются данными отраженных волн. Верхний из них, сложенный мезозойскими отложениями [Pafgenov, 1991; Тектоника..., 2001], характеризуется пониженными до 3.3–4.1 км/с значениями скорости и увеличивающейся мощностью, вдоль профиля от 0.5 до 2 км в центральной части прогиба и выклинивающейся затем в восточном направлении с приближением к блоку с аномальной скоростью. Заметим, также что изменения мощности этого слоя связаны с изгибом профиля относительно борта Вилуйской синеклизы (рис. 1). До 1250 км профиль направлен в северо-восточном направлении в сторону увеличения мощности осадочного чехла синеклизы и ее уменьшением с изменением направления на восточное с приближением к прибортовой Сетте-Дабанской тектонической зоне (ПВ 123, рис. 1, рис. 11).

Второй структурный этаж определяется тремя слоями с значительными изменениями скорости

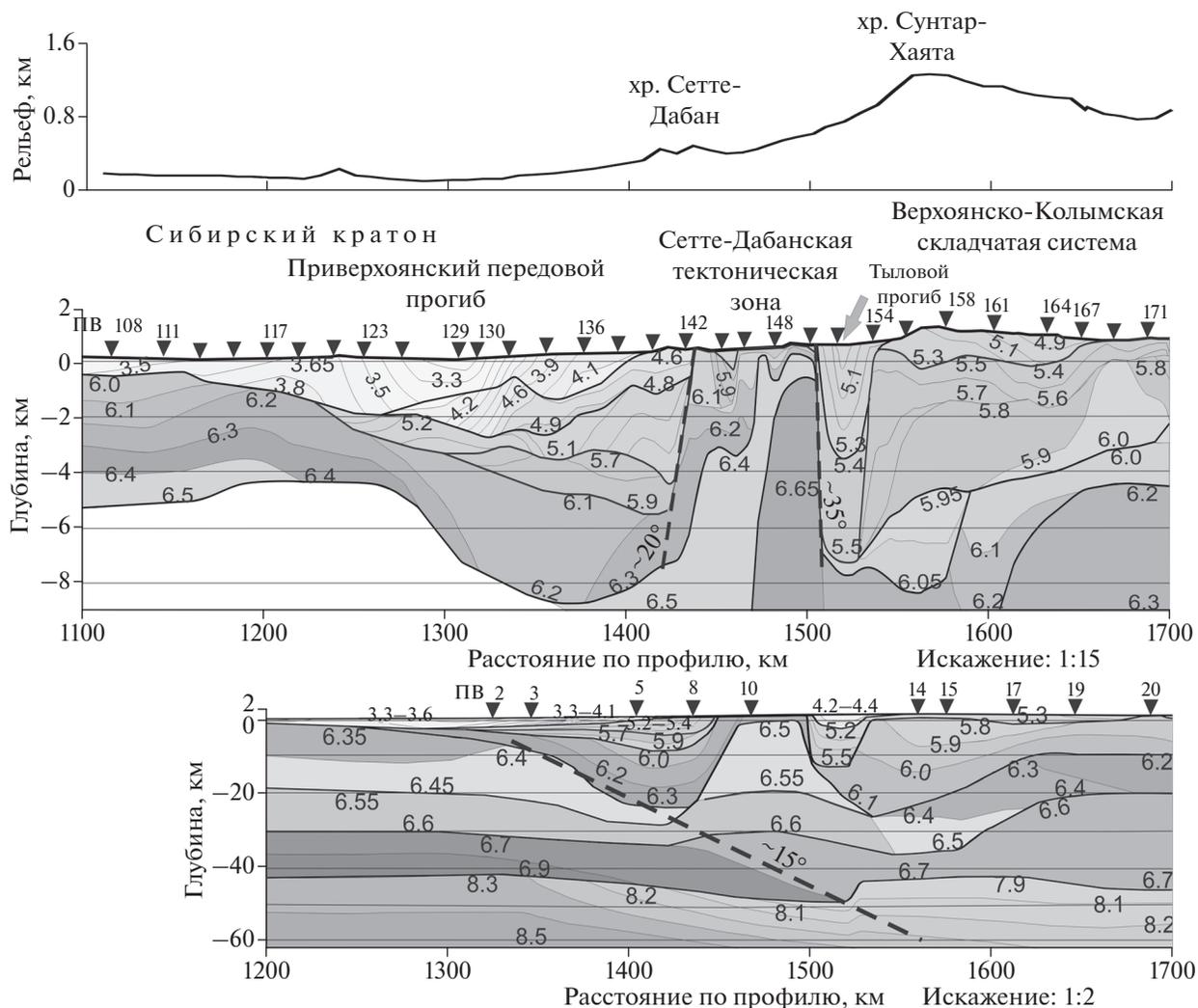


Рис. 11. Сейсмические разрезы верхней коры и всей ее толщи. Вверху рельеф дневной поверхности. Толстые линии – сейсмические границы со скачком скорости или с изменениями ее градиента в слоях, тонкие – изолинии скорости с значениями в км/с. Штриховыми черными линиями показаны контакт аномальной неоднородности с осадочным чехлом в верхней коре и вероятная граница кратона с углами падения в градусах. Черные треугольники с номерами – пункты возбуждения.

от 4.2 до 5.9 км/с по глубине и латерали. Максимальная мощность этажа достигает 5–6 км в пред-Сетте-Дабанской тектонической зоне, где он резко, видимо, по контакту, выклинивается. В западном направлении его мощность также постепенно уменьшается вплоть до выклинивания в окрестности 1400 км профиля. При пологой подошве этажа, мощность слоев в его толще, как и скорость довольно изменчивы по латерали. Судя по значениям скорости можно предполагать, что он сложен дислоцированными породами палеозойского возраста [Parfenov, 1991; Тектоника..., 2001].

В центральной части передового прогиба скорость в третьем этаже достигает 6.0–6.2 км/с при мощности до 5 км и глубине подошвы около 8.0 км. В западной части профиля кровля слоя, который

отнесен к архейскому кристаллическому фундаменту со скоростью 6.0–6.2 км/с залегает на глубине около 1 км. В приплатформенной части скорость с значительным градиентом возрастает на глубине 3–4 км до 6.4 км/с и уменьшается до 6.1–6.2 км/с под центральной частью прогиба на глубине 5–8 км. Для кристаллических пород уменьшение скорости с глубиной при повышении литостатического давления не является типичным, поэтому отсутствует уверенность в отнесении этой части слоя к кристаллическому фундаменту. В зоне восточного контакта с аномальным блоком скорость, повышенная до примерно такой же величины 6.0–6.2 км/с, наблюдается на близкой глубине 6–8 км, которая уменьшается в восточном направлении до 2–4 км.

Изменения структуры и скорости в верхней коре разделены аномальным блоком, соответствующим по геологическим данным Сетте-Дабанской тектонической зоной (рис. 1, рис. 11). В его приповерхностной части скорость увеличивается в восточном направлении от 6.1 км/с до 6.4 км/с. Западный контакт блока, прослеженный на глубину 6–8 км при угле падения около 20°, ограничивает передовой прогиб при скачкообразном уменьшении скорости от 6.1–6.2 до 4.6–5.9 км/с. На восточном контакте блока с углом падения около 35° скорость 6.4–6.6 км/с также скачком уменьшается до 4.9–5.5 км/с в узком (шириной около 30 км) Тыловом прогибе глубиной до 8 км.

Таким образом, структурные и скоростные характеристики передового и расположенного восточнее Сетте-Дабанского блока, локального Тылового прогибов и далее уже в пределах складчатой области оказываются в целом структурно подобными, но с значительными различиями в изменении скорости. Так, обособляется узкий Тыловый прогиб, характеризующийся пониженной скоростью 5.1–5.5 км/с, и мощностью до 6–7 км. Примерно такая же скорость наблюдается и в более протяженной части Приверхоанского прогиба, приуроченной к аномальному блоку, с пониженной 4 км мощностью. Кроме того, в складчатой области отсутствует первый структурный этаж (мезозойский) со скоростью 3.2–4.1 км/с и верхняя часть второго (скорость 4.2–4.9 км/с, возможно также объединить его с первым этажом). Здесь на дневной поверхности наблюдаются породы со скоростью 5.1–5.5 км/с, которая увеличивается до 5.9–6.0 км/с на глубине 3–5 км, соответствуя нижней части второго структурного этажа в передовом прогибе. Ниже, как и в последнем выделяется слой мощностью 2–4 км и скоростью 6.0–6.2 км/с. Глубина залегания кровли этого слоя вблизи Сетте-Дабанской тектонической зоны около 8–10 км и уменьшается к востоку до 2–3 км при уменьшении мощности до 3–4 км при практически неизменной скорости. Максимальная, более 4–5 км, глубина сейсмических границ в рассматриваемом структурном этаже (и более глубокие), оцененная по отраженным волнам, является условной в зависимости от принятых значений пластовой скорости. В этой части профиля под рассмотренным этажом, как и в передовом прогибе, могут присутствовать породы со скоростью 6.1–6.2 км/с.

Структура всей толщи коры уточнена в сравнении с описанной в работах [Соловьев и др., 2016; Суворов, Мельник, 2018] за счет привлечения данных отраженных волн, при более отчетливом картировании структуры передового Приверхоанского, локального Тылового, совместно с прилегающей к нему частью складчатой области прогибов со скоростью 4.9–5.9 км/с и увеличенной

до 10–12 км мощностью в сравнении с 6–7 км по данным МПВ (рис. 11). Отнесение нижней части прогибов (по обе стороны от Сетте-Дабанской зоны) со скоростью 6.0–6.2 км/с к осадочному чехлу, что приводит к практически двукратному увеличению его мощности, остается дискуссионным, особенно в пределах складчатой области, где отраженные волны не выделяются и непосредственные признаки слоистости отсутствуют.

Также неизученной является природа заглубления сейсмических границ в верхней коре при уменьшении скорости и степени ее роста с глубиной по данным проходящих отраженных волн от глубоко залегающих границ. Можно предполагать, что она связана с квазианизотропией земной коры, поскольку эффект коррелируется с различием в направлениях лучевых траекторий распространения преломленно-рефрагированных и отраженных волн. Для первых лучи, преимущественно горизонтальные, распространяются с повышенной скоростью, для вторых, она меньше при круто наклоненных лучах под углами более 20–25° в зависимости от глубины отражателей и расстояний от источника.

Прогибы разделены Сетте-Дабанской тектонической зоной, представленной в приповерхностной части блоком (вероятно магматической природы) шириной около 50 км с аномально повышенной до 6.5–6.6 км/с скоростью, прослеженной, на фоне окружающей среды до глубины около 30 км.

Отделяет верхнюю кору от нижней ее части отражающая граница со скачком скорости 6.45–6.55 км/с. Она залегает согласно с передовым прогибом, образуя впадину амплитудой около 10 км за счет утонения подстилающего слоя с скоростью 6.55–6.6 км/с. Под Сетте-Дабанским блоком скорость в этом слое мощностью до 10 км сохраняется постоянной и только при непосредственном переходе в складчатую область уменьшается до 6.4–6.5 км/с. Дальнейшее вдоль профиля ее уменьшение до 6.2–6.3 км/с коррелируется с подъемом слоя от 25–35 до 10–20 км.

В кратонной части профиля кровля слоя со скоростью 6.7–6.9 км/с и мощностью 10–15 км определяющего переход кора–мантия залегает на глубине 30–40 км. Под Сетте-Дабанской зоной скорость в этом слое постепенно уменьшается до 6.6–6.7 км/с, являющейся характерной для складчатой области. В восточном направлении мощность слоя нижней коры довольно резко увеличивается до 25 км за счет подъема его кровли до глубины 20 км при мало изменяющейся в интервале 42–45 км глубине Мохо.

Близгоризонтальное положение Мохо на глубине около 40–42 км в платформенной части меняется на монотонное погружение до 50 км под передовым прогибом при скачкообразном возды-

мании до 42 км под Тыловым прогибом. Эта ступень маркирует положение нижней границы кратона вдоль вероятного разлома с углом падения около 15°. В области передового прогиба и тектонической зоны скорость под Мохо постепенно уменьшается от 8.3 км/с в платформенной части до 8.1 км/с и в складчатой области она оценивается величиной 7.9 км/с. В целом, обнаруженные особенности строения земной коры определяются региональным увеличением времен пробега регистрирующихся волн в складчатой области по сравнению с кратоном (рис. 8).

Важно подчеркнуть взаимную связь данных МПВ и ГСЗ при изучении структуры земной коры, вытекающую из анализа полученных данных. Наблюдения по детальной системе наблюдений МПВ обеспечивают вполне обоснованное структурно-тектоническое районирование региональных структур верхней коры, в сравнении с ограниченной разрешающей способностью (в сравнении с МПВ) данных ГСЗ. Вместе с тем учет структурных особенностей верхней коры при обработке наблюдений ГСЗ обеспечивает дополнительные возможности прослеживания их на глубину, что является решающим при определении их природы. Достаточно принципиальные региональные особенности строения коры не могут быть получены этими методами отдельно.

В целом, принципиальных различий в региональной структуре верхней коры между Приверхоанским передовым прогибом и складчатой областью восточнее Сетте-Дабанской тектонической зоны не обнаружено (рис. 11). Отсутствует в геологических построениях и локальный Тыловый прогиб, что затрудняет интерпретацию его природы, также как и аномально повышенной скорости в Сетте-Дабанской тектонической зоне. Дискуссионной является и оценка мощности осадочного чехла в прогибах. Если за подошву чехла принять границу со скачком скорости 5.9–6.1 км/с, то по данным МПВ ее максимальная глубина в передовом прогибе достигает 5–6 км (по данным ГСЗ около 10 км). Эти значения по порядку величины близки к геологическим представлениям [Parfenov, 1991; Тектоника..., 2001]. В складчатой области такое же разделение по сейсмическим данным приводит к близкой оценке мощности чехла, но по геологическим данным эта величина достигает 20–24 км. Это соответствует максимальной глубине залегания границы со скачком скорости от 6.1 до 6.4 км/с, если в осадочный чехол включить толщу пород со скоростью 6.0–6.2 км/с (6.2–6.3 км/с в передовом прогибе). Конечно, скорость 6.4 км/с гораздо ближе к кристаллическим породам фундамента, но тогда в Приверхоанском прогибе с учетом слоя пород со скоростью 6.1–6.2 км/с мощность чехла увеличивается до 8–10 км по данным МПВ и до 20–25 км как в складчатой области по данным

ГСЗ при скорости до 6.3 км/с. Получается, что ключевым вопросом оценки мощности осадочного чехла является природа слоя со скоростью 6.0–6.2 км/с: или это низы осадочного чехла, или верхи кристаллического фундамента.

По геологическим представлениям Верхояно-Колымская складчатая область (пояс) относится к пассивной континентальной окраине Сибирского кратона, подверженной мезозойской складчатости [Parfenov, 1991; Тектоника..., 2001]. С этой точки зрения представляет интерес, сравнить дневной рельеф в связи с структурными особенностями верхней коры. Так, понижение рельефа в начальной части профиля соответствует передовому прогибу, но Тыловой располагается на горном склоне хр. Сунтар-Хаята, что не является характерным для структуры, заполняющейся осадочными отложениями (здесь отсутствуют аналогия с межгорными впадинами). Это можно объяснить тем, что время формирования Тылового прогиба (вероятно одновозрастного с передовым) предшествовало мезозойскому горообразованию (складчатости). Отсюда также следует, что и магматический массив также может иметь доскладчатый возраст, что является дополнительным аргументом в пользу существования пассивной континентальной окраины Сибирского кратона.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при поддержке проекта ФНИ № 0331-2019-0006 “Структуры и напряженно-деформированное состояние земной коры платформенных и складчатых областей Центральной Азии на основе совместного решения обратных задач сейсмологии и гравиметрии”.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают признательность анонимным рецензентам за полезные и конструктивные замечания, способствующие улучшению изложения материалов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Кащубин С.Н., Мильштейн Е.Д., Винокуров И.Ю., Эринчек Ю.М., Сержантов Р.Б., Татаринов В.Ю. Государственная сеть опорных геолого-геофизических профилей, параметрических и сверхглубоких скважин — основа глубинного 3D-картографирования территории Российской Федерации и ее континентального шельфа // Региональная геология и металлогения. 2016. № 67. С. 43–48.

Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Л.М. Парфенов и чл.-корр. РАН М.И. Кузьмин. М.: МАИК “Наука/Интерпериодика”. 2001. 571 с.

Соловьев В.М., Селезнев В.С., Сальников А.С., Шибяев С.В., Тимофеев В.Ю., Лисейкин А.В., Шенмайер А.Е. Особенности сейсмического строения области сочленения

Евразийской и Охотоморской плит на востоке России (в створе опорного профиля 3ДВ) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 11. С. 2044–2058.

Суворов В.Д., Мельник Е.А. Сейсмическая структура земной коры в зоне сочленения Сибирского кратона и Верхояно-Колымской складчатой системы (профиль 3-ДВ). Интерэкспо ГЕО-Сибирь: XIV Международный научный конгресс: Междунар. науч. конф. Недропользование. Горное дело. Направления и технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых. Экономика. Геоэкология. Новосибирск, 23–27 апр. 2018 г. Новосибирск: СГУГиТ. 2018. Т. 4. С. 264–271.

Эринчек Ю.М., Липилин А.В., Сержантов Р.Б., Каушбин С.Н., Мильштейн Е.Д. Государственная сеть опорных геолого-геофизических профилей, параметриче-

ских и сверхглубоких скважин. Геофизические методы исследования земной коры. Всероссийская конференция, посвященная 100-летию со дня рождения академика Н.Н. Пузырева. Новосибирск, 8–14 декабря 2014 г. Новосибирск: изд-во ИНГГ СО РАН. 2014. С. 282–288.

Parfenov L.M. Tectonics of the Verkhoyansk-Kolyma Mesozooids in the context of plate tectonics // Tectonophysics. 1991. № 199. P. 319–342.

Zelt C.A., Smith R.B. Seismic traveltime inversion for 2-D crustal velocity structure // Geophysical J. International. 1992. V. 108. № 1. P. 16–34.

Zelt C.A. Modelling strategies and model assessment for wide-angle seismic traveltimes data // Geophysical J. International. 1999. V. 139. P. 183–204.

Transition Zone from the Siberian Craton to the Verkhoyansk-Kolyma Folded System According to Seismic Data (Reference 3-DV Profile)

V. D. Suvorov^{a,*} and E. A. Melnik^{a,**}

^aTrofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, 630090 Russia

*e-mail: SuvorovVD@ipgg.sbras.ru

**e-mail: MelnikEA@ipgg.sbras.ru

From seismic data in the crust is revealed the structures of the Priverkhoyansk foredeep and local Backgraben (together with the adjacent part of the fold region) separated by the high-velocity massif of the Sette-Daban tectonic zone. The craton boundary slopes at an angle of about 15° beneath the folded crust, where is absent the lower crust layer with a velocity of 6.7–6.9 km/s, which is characteristic of the craton. The velocity in the entire crust of the studied part of the fold system is decreased to 6.2–6.3 km/s, versus 6.4–6.5 km/s for the craton, just like on Moho, from 7.9–8.0 to 8.3–8.4 km/s, respectively. The model is consistent with the views about the passive continental margin of the Siberian craton subjected to Mesozoic folding.

Keywords: Earth's crust, velocity of refracted-diving and reflected longitudinal waves, ray-tracing method, Priverkhoyansk depression, Backgraben, passive continental margin

УДК 550.3

ИССЛЕДОВАНИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ МИГРАЦИИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В РЕГИОНЕ МРАМОРНОГО МОРЯ, ТУРЦИЯ

© 2021 г. Хакан Караджа*

Факультет археологии, Университет Niğde Ömer Halisdemir, Нигде, Турция

*E-mail: karaca26@hotmail.com

Поступила в редакцию 09.09.2020 г.

После доработки 12.10.2020 г.

Принята к публикации 16.12.2020 г.

Закономерности миграции землетрясений могут быть связаны с существующей геофизической обстановкой, тектоническими движениями и географическим распределением сейсмичности. Выявление этих закономерностей позволит повысить качество анализа сейсмической опасности и прогноза сейсмичности, а также повысить точность предсказания землетрясений. В настоящей работе делается попытка разработать метод для определения модели миграции сейсмичности на примере региона Мраморного моря Турции. Сейсмичность рассматриваемого региона является результатом движения смежных тектонических плит по системе разломов, образующих Северо-Анатолийскую разломную зону (САР). Целью исследования было установить, существует ли поддающаяся выявлению закономерность в миграции землетрясений в направлении движения плит. В качестве единственного предположения принято, что миграция землетрясений, если она существует, следует Марковскому закону. Результаты исследования позволили не только установить характер возникновения сейсмичности, но и определить геофизические процессы, вызывающие землетрясения.

Ключевые слова: землетрясения, Северо-Анатолийский разлом, миграция, Марковский процесс.

DOI: 10.31857/S000233372106003X

1. ВВЕДЕНИЕ

Район исследования, расположенный в западной оконечности Северо-Анатолийского разлома, выделяется высокой частотой возникновения сейсмических событий. Значительный международный интерес вызвали два крупных землетрясения, последовательно произошедших в гг. Измит ($M_w = 7.6$) и Дюздже (Düzce) ($M_w = 7.2$) 17.08 и 12.11.1999 г. Эти сейсмические события стали предметом ряда исследований, направленных на выявление основных механизмов, вызывающих эти землетрясения, и установление природы высокой сейсмической активности вдоль САР. Тщательное изучение механизмов генерации землетрясений САР [Bohnhoff et al., 2016; Ergintav et al., 2014; Pondard et al., 2007; Lorenzo-Martin et al., 2006; Sengor et al., 2005 и ссылки на публикации в указанной статье; Duman et al., 2005; Cakir et al., 2003; Hubert-Ferrari et al., 2002; Stein et al., 1997] позволило получить большой объем знаний об исследуемых объектах. В качестве одной из главных целей исследований было обозначено выявление пространственной взаимосвязи сейсмичности главным образом путем анализа схем накопления и сброса напряжений. Исследования, основанные на GPS-измерениях подвижек по си-

стеме разломов [Ergintav et al., 2014, и ссылки в указанной статье], выявили эти схемы. Согласно этим исследованиям, локальные разломы вдоль САР, принадлежащие к одной и той же системе, совместно генерируют сейсмичность, возникновение которой происходит по последовательной схеме. Последовательный характер возникновения сильных землетрясений вдоль САР выражен настолько ярко, что эту особенность сейсмичности САР часто используют в демонстрационных целях [Sengor et al., 2005 и ссылки в указанной статье].

Таким образом, естественно предположить, что математическое моделирование последовательной схемы возникновения сейсмических событий вдоль разлома позволит выявить поведение системы разломов и откроет возможность построения более надежного прогноза сейсмичности. Среди нескольких методов, предложенных для математического моделирования последовательных процессов, идеальным выбором являются цепи Маркова, поскольку их можно использовать для моделирования пространственной взаимосвязи землетрясений с учетом времен возникновения и магнитуд последовательных событий [Nava et al., 2005; Unal, Celebioglu, 2011; Cavers, Vesudevan, 2015].

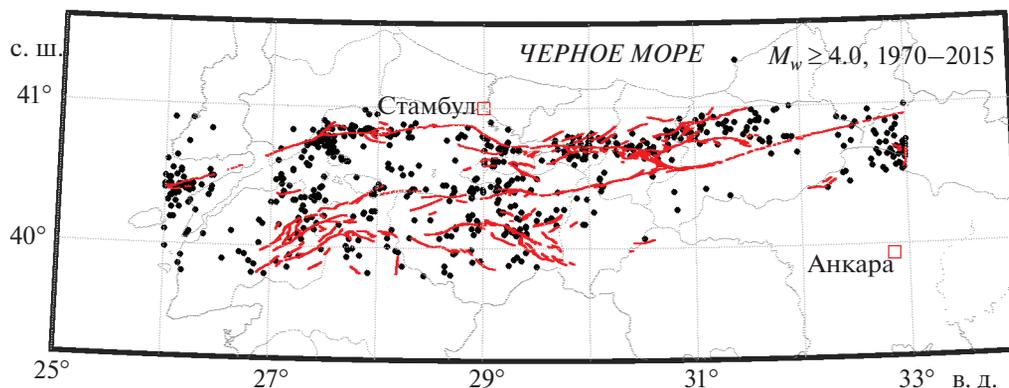


Рис. 1. Западная часть САР и сейсмичность в сейсмогенной зоне Мраморного моря между 27.0°, 32.0° восточной долготы и 39.8°, 41.0° северной широты.

На основе полученных представлений о том, каким образом САР генерирует наблюдаемую пространственно-временную картину возникновения сейсмичности, которая предполагается последовательной, в настоящей работе основное внимание сосредоточено на математическом моделировании схем миграции землетрясений и изучении основных геологических и геофизических процессов, определяющих моделируемые закономерности миграции. В работе рассматривается западная часть САР для изучения и моделирования взаимодействия между двумя сильными землетрясениями Измит и Дюздже и землетрясениями меньшей магнитуды. Минимальный порог магнитуды принят равным 4.0 в единицах моментной магнитуды; область исследования ограничена линиями 27.0°, 32.0° восточной долготы и 39.8°, 41.0° северной широты. С учетом локальных изменений напряжений, связанных с событиями большой магнитуды, и того факта, что любое сейсмическое событие может произойти по обе стороны от события большой магнитуды вдоль разлома и может размыть структуру миграции, если таковая существует, землетрясения меньшей магнитуды могут помочь лучше понять картину миграции. Ограничивая площадь исследования, мы выделяем участок разлома, менее подверженный локальным изменениям поля напряжений по сравнению с более крупными областями системы разломов САР.

Результаты настоящей работы согласуются с выводами предыдущих исследований о миграции землетрясений в западном направлении вдоль системы разломов, особенно отчетливо выраженной перед землетрясением в Измите 17.08.1999 г., хотя после этого события выявлено распространение сейсмичности также в восточном направлении. Полученные результаты представляются заслуживающими дальнейшего исследования.

2. ДАННЫЕ И МЕТОД

Взаимодействие землетрясений вдоль разлома может объясняться геометрическими и геологическими соотношениями между сегментами разлома, подвижками по плоскостям смещения и, таким образом, существованием различных механизмов, вызывающих землетрясения. Действительно, могут одновременно работать несколько механизмов, определяющих взаимодействие событий. С точки зрения взаимодействия землетрясений вдоль разлома, САР является хорошо изученной системой разломов. Для такой системы пространственное взаимодействие сейсмических событий и схемы миграции сейсмичности целесообразно исследовать математическими методами и получить соответствующие количественные оценки.

С этой целью было выполнено исследование предшествующей сейсмичности в области, ограниченной линиями 27.0°, 32.0° восточной долготы и 39.8°, 41.0° северной широты (рис. 1). В пределах рассматриваемой области САР протягивается от Дюздже до Измита и затем разделяется на две ветви — северную, уходящую в Мраморное море, и южную, ориентированную в направлении северо-восток—юго-запад. Эти две ветви окаймляют *pull-apart* бассейн в районе Мраморного моря, который испытывает деформацию растяжения, выраженную преимущественно в южной ветви САР (ЮСАР), и поперечную деформацию вдоль северной ветви САР (ССАР) [Flerit, 2003].

Для исследования сейсмичности за предшествующий период были использованы данные исследовательской обсерватории Кандилли начиная с 1970 г. (boun.edu.tr/sismo/zeqdb, дата обращения 31.01.2020 г.) и выбранные землетрясения с магнитудами 4.0 и выше. Приведение каталога к однородной параметризации событий по магнитуде выполняется с помощью уравнений, предложенных в работе [Akcar et al., 2010]; декластериза-

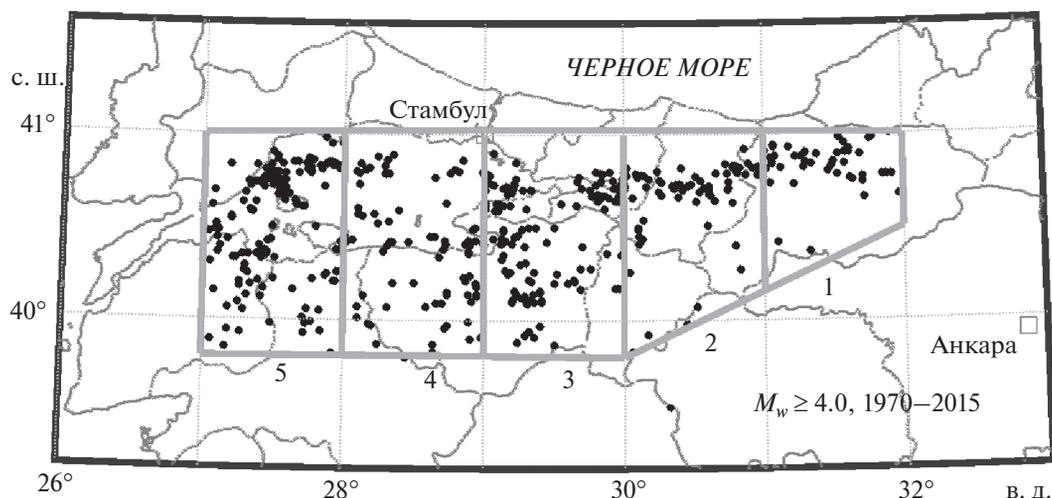


Рис. 2. Разбиение области исследования (рис. 1) на пять участков.

ция проводится на основе метода из работы [Gardner, Knophoff, 1974].

Всего было выделено 491 событие с моментной магнитудой 4.0 и выше. Тридцать из этих событий имеют магнитуду 5.0 и более и два события имеют магнитуду 7 и более. Чтобы установить, существует ли закономерность миграции сейсмичности, было выполнено моделирование перехода сейсмичности от региона к региону путем разбиения исследуемой области на одинаковые блоки (элементы) с разным масштабом разбиения для каждой схемы миграции. Размер участков разбиения по долготе в разных схемах миграции варьировал от 1° долготы (рис. 2) до 0.025° долготы, как видно из табл. 1.

Переменный размер элементов разбиения задавался для того, чтобы установить, чувствительна ли модель миграции к размеру элемента разбиения. Исследуемая область разбивалась на различное количество элементов по долготе с соответствующим количеством участков. Всего было разработано семь схем миграции. В первой схеме область исследования была разделена на пять участков, каждый из которых покрывал один градус долготы, как показано на рис. 2. В каждой последующей схеме миграции количество участков увеличивалось, а размер элемента разбиения уменьшался. Для схем 2–7 область, ограниченная линией на рис. 2, разделялась на несколько участков, каждый элемент разбиения которого покрывал заданный интервал долготы в соответствии с табл. 1.

Далее, для количественной оценки миграции в каждой схеме использовались модели Марковских цепей. Подсчитывалось пространственное перемещение или переход событий от одного элемента разбиения к другому и оценивалась вероят-

ность перехода путем деления количества переходов между конкретными элементами разбиения на общее количество переходов в соответствии со следующей формулой:

$$a_{ij} = \frac{\sum_{k=1}^K \{z_{k-1} = s_i \wedge z_k = s_j\}}{\sum_{k=1}^K \{z_{k-1} = s_i\}}, \quad (1)$$

где: a_{ij} – вероятность перехода из состояния i в состояние j ; z – серия состояний, порождаемых каждым землетрясением; s – возникновение землетрясения в одном из элементов i или j . Вероятность перехода a_{ij} вычисляется путем определения количества переходов из состояния i в состояние j , деленного на общее количество раз, когда наблюдается состояние i . Иными словами, вероятность перехода a_{ij} – это количество случаев, ко-

Таблица 1. Схемы миграции с соответствующим количеством участков разбиения и размером каждого участка по долготе

Схема миграции	Количество участков разбиения	Размер участка по долготе (в градусах)
1	5	1.000
2	10	0.500
3	20	0.250
4	40	0.125
5	50	0.100
6	100	0.050
7	200	0.025

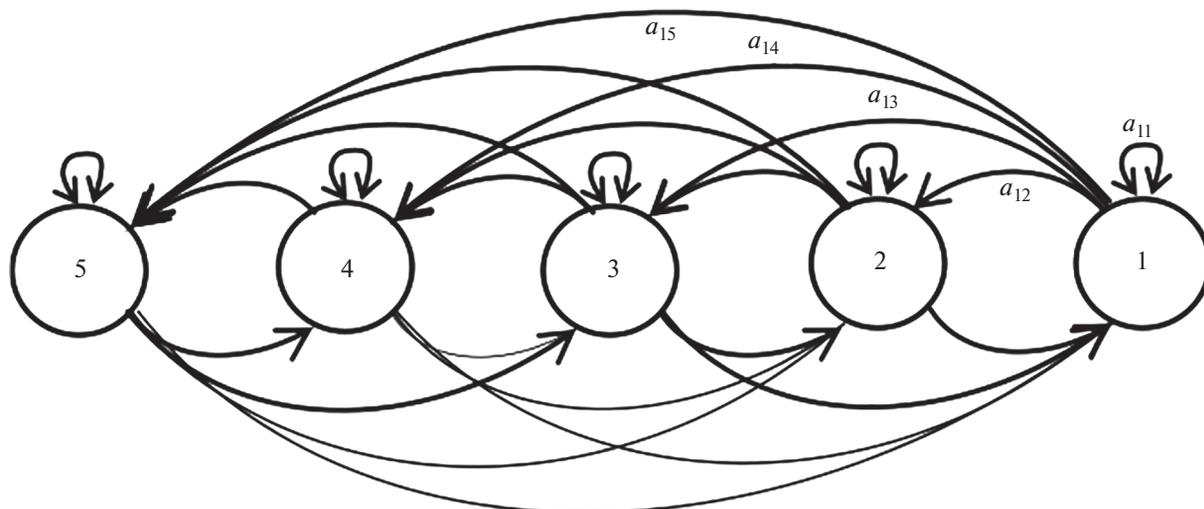


Рис. 3. Диаграмма перехода для миграции землетрясений в схеме 1.

гда процесс находится в состоянии i , а его последующее состояние — j .

Рисунок 2 и рис. 3 позволяют лучше понять схемы миграции. Рисунок 2 показывает, как генерируются участки путем разбиения области исследования для схемы миграции 1, а диаграмма на рис. 3 показывает модели перехода землетрясений между сгенерированными участками. Для более наглядной иллюстрации показана матрица перехода уравнения (2), каждый элемент (i, j) которой представляет собой количество переходов из состояния i в состояние j и соответствующие вероятности.

$$S = \begin{bmatrix} 7 & 13 & 9 & 7 & 10 \\ 6 & 9 & 28 & 10 & 30 \\ 8 & 22 & 33 & 24 & 42 \\ 9 & 11 & 15 & 13 & 33 \\ 16 & 27 & 45 & 27 & 36 \end{bmatrix}. \quad (2)$$

Продвижение сейсмичности с востока на запад и с запада на восток рассчитывалось путем суммирования числа событий в верхней и нижней части матрицы перехода. Формула (3) описывает правило расчета коэффициентов миграции (интенсивности потока миграции). В этой формуле m_{ew} обозначает миграцию с востока на запад, m_{we} — миграцию с запада на восток, а m_d представляет собой общую интенсивность потока миграции землетрясений в пределах участка. Эти процедуры были выполнены для всех семи схем миграции и определена интенсивность потока землетрясений с каждого направления.

$$\begin{cases} m_{ew} \\ m_{we} \\ m_d \end{cases} = \left\{ \begin{array}{l} \text{norm} \left(\sum_1^n \sum_1^n a_{ij}, j > i \right) \\ \text{norm} \left(\sum_1^n \sum_1^n a_{ij}, j < i \right) \\ \text{norm} \left(\sum_1^n \sum_1^n a_{ij}, j = i \right) \end{array} \right\}. \quad (3)$$

3. РЕЗУЛЬТАТЫ АНАЛИЗА И ДАЛЬНЕЙШЕЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ВДОЛЬ СЕВЕРНОЙ ВЕТВИ САР (ССАР)

Интенсивность миграции землетрясений для каждой схемы можно проследить на рис. 4. Как видно из рисунка, для схемы 1 интенсивность потока миграции составляет 51% в направлении с востока на запад (m_{ew}) и 30% в направлении с запада на восток (m_{we}). По мере увеличения количества участков разбиения поток миграции увеличивается в обоих направлениях в каждой последовательной схеме, в то время как миграция внутри участков уменьшается.

Здесь следует уточнить одно обстоятельство. График миграции на рис. 4 позволяет выявить общие тенденции в картине возникновения землетрясений; однако возникает вопрос, не могло ли землетрясение, которое произошло в самой восточной части области, инициировать новое землетрясение в самых западных ветвях — в обход целых ветвей разлома или наоборот. Поэтому для более надежного сопоставления с механизмами возникновения землетрясений, накопления напряженно-деформированного состояния за счет асейсмического скольжения по разломам и сброс-

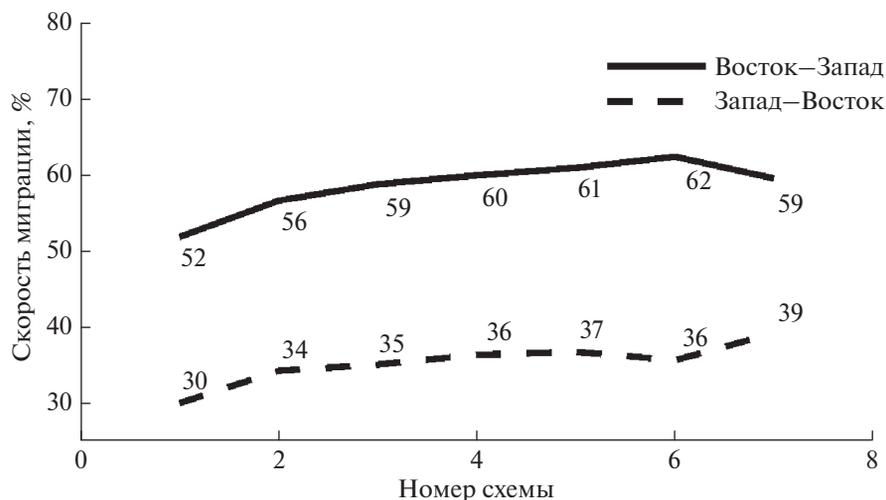


Рис. 4. Процент землетрясений, мигрирующих в каждом направлении для каждой схемы миграции.

са накопленных напряжений, которые могут являться триггерами новых землетрясений, область исследования была сужена до северной ветви САР (ССАР) в пределах 27.0° , 32.0° восточной долготы и 40.5° , 41.0° северной широты.

Область ССАР отличается высокой сейсмичностью и широко известна двумя землетрясениями большой магнитуды, вызвавшими крупномасштабные разрушения в населенных пунктах. Кроме того, указанные сильные землетрясения, которые произошли в гг. Измит и Дюздже 17.08 и 12.11.1999 г., соответственно, привели к возникновению периода высокой сейсмической активности в непосредственной близости от указанных пунктов. Примечательно, что землетрясение в Дюздже является последним землетрясением этого типа в пределах более крупного САР: после этого землетрясения распространение сейсмических событий в западном направлении прекратилось. До землетрясения в г. Дюздже последовательное продвижение крупных сейсмических событий в западном направлении вызывало тревогу населения в связи с ожиданием неминуемого землетрясения в непосредственной близости от Стамбула.

Для исследования характера миграции вдоль ССАР сегменты разлома были сгруппированы в соответствии с их механизмами смещений. Затем для изучения закономерностей миграции были выбраны области, ограниченные 27° E– 32° E, 28.5° E– 29.50° E и 29.5° E– 32.0° E, идентифицируемые по характерному типу смещений по разлому. В области между 28.5° и 29.5° преобладают сбросы, а в западной и восточной части системы разломов смещения имеют сдвиговый характер. Кроме того, геометрический барьер, образованный сбросами в пределах участка между 28.5° E и 29.5° E, действует как механизм, блокирующий

смещение, тем самым создавая крупный дефицит величины смещения по всей длине этого барьера [Pondard et al., 2007]. Различие в геометрической и структурной конфигурации выбранных участков является основной причиной использования описанной схемы для изучения закономерностей миграции, поскольку никакие другие характеристики ССАР не позволяют осуществить более четкое разбиение исследуемой области на элементы.

Различие кинематических типов подвижки по разломам определило следующий этап исследования картины миграции землетрясений, для всей области на рис. 5 и для ее подобластей был выполнен анализ миграции согласно процедурам, заданным формулой (2). Полученная картина миграции для всей области указывает на перенос сейсмичности с востока на запад, однако существуют и признаки группирования нескольких разломов, действующих на одном и том же участке миграции (рис. 6). В частности, картина миграции для участка Измит–Дюздже (29.5° E– 32.0° E) существенно отличается от участка, включающего разлом Адалар (28.5° E– 32.0° E), что приводит к выводу о том, что землетрясения в пределах этого участка миграции генерируются сдвиговыми разломами на участке Измит–Дюздже. Действительно, различие картин миграции землетрясений также предполагает существование точки прекращения продвижения сейсмичности в той области, где в 1999 г. произошло Измитское землетрясение. Этот вывод согласуется и с работой [Pondard et al., 2007], где утверждается, что процесс последовательного возникновения землетрясений вдоль САР в настоящее время остановился в восточной части Мраморного моря и вблизи г. Стамбул наблюдается сейсмическое затишье [Ergintav et al., 2014; Bohnhoff et al., 2013].

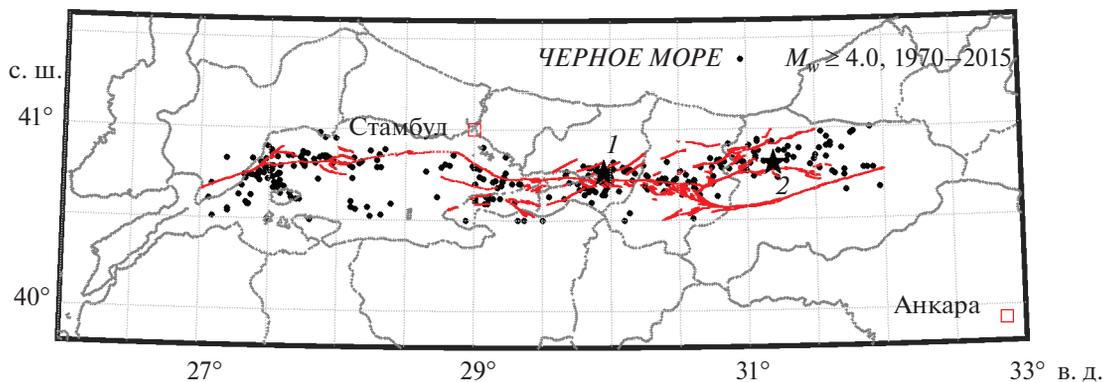


Рис. 5. Северная ветвь САР (звездочки с номерами 1 и 2 обозначают землетрясение в г. Измит 17.08.1999 г. и в г. Дюздже 12.11.1999 г., соответственно).

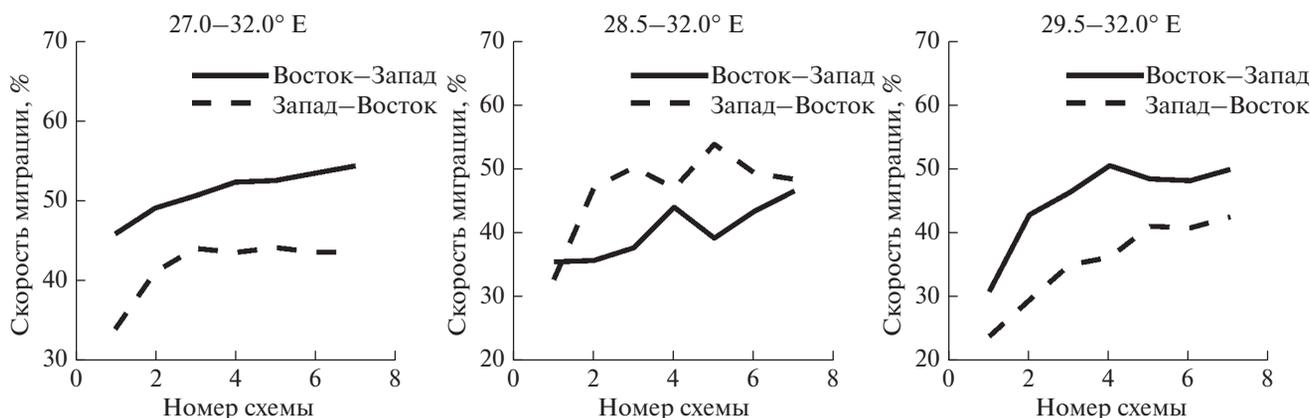


Рис. 6. Картина миграции в разных участках разбегания ($M_w \geq 4.0$).

Действительно, известно, что сложные разломные, геометрические и геологические структуры Мраморного моря являются препятствием миграции сейсмичности, поскольку они могут блокировать или задерживать распространение землетрясений [Pondard et al., 2007; Armijo et al., 2002].

Рисунок 7 иллюстрирует явление миграции землетрясений на участке Измит–Дюздже, где в 1999 г. произошли два разрушительных землетрясения. Возникновение землетрясения Дюздже вскоре после землетрясения в Измите к западу от эпицентра последнего не оправдало ожиданий большинства исследователей. Кроме того, ранее относительно спокойная в сейсмическом отношении часть ССАР после землетрясения в Дюздже стала высокосейсмичной областью, а направление миграции сейсмических событий вдоль системы разломов САР изменилось с направления с востока на запад на противоположное направление – с запада на восток.

Для объяснения этого явления в ряде работ [Bohnhoff et al., 2008; Duman et al., 2005] была исследована динамика возникновения землетрясений в Измите и Дюздже. Согласно работе [Armijo et al., 2000], сейсмический разрыв землетрясения Дюздже в своей западной оконечности начался там, где закончился на востоке разрыв Измитского землетрясения. Очевидно, что напряжения, перенос которых был осуществлен сейсмическим разрывом Измитского землетрясения, не могли проявиться в виде более слабых землетрясений и, в конечном итоге, их сброс был реализован сильным землетрясением, в то время как после землетрясения Дюздже в его районе произошло несколько сейсмических событий небольшой магнитуды. Афтершоковая активность, которая концентрировалась к востоку от эпицентра Измитского землетрясения и была вызвана распространением разрыва преимущественно на восток [Bohnhoff et al., 2008], может рассматриваться как дополнительное свидетельство взаимодействия между двумя крупными землетрясениями.

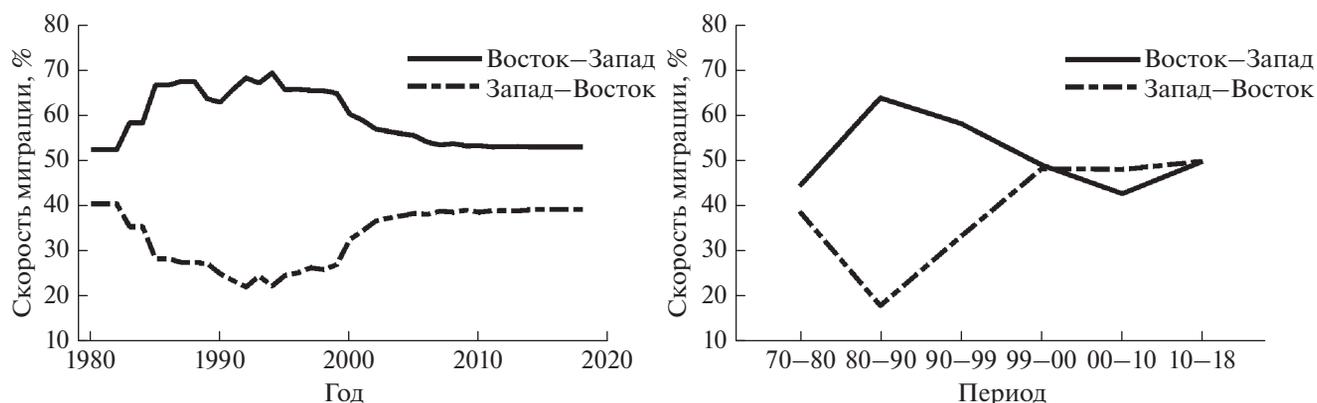


Рис. 7. Годовая кумулятивная интенсивность потока миграции землетрясений (слева) и интенсивность потока миграции за периоды по годам (справа) для схемы 7 вдоль САР для области, включающей эпицентры землетрясений в Измите и Дюздже (между 27.0° E и 32.0° E, $M_w \geq 4.0$).

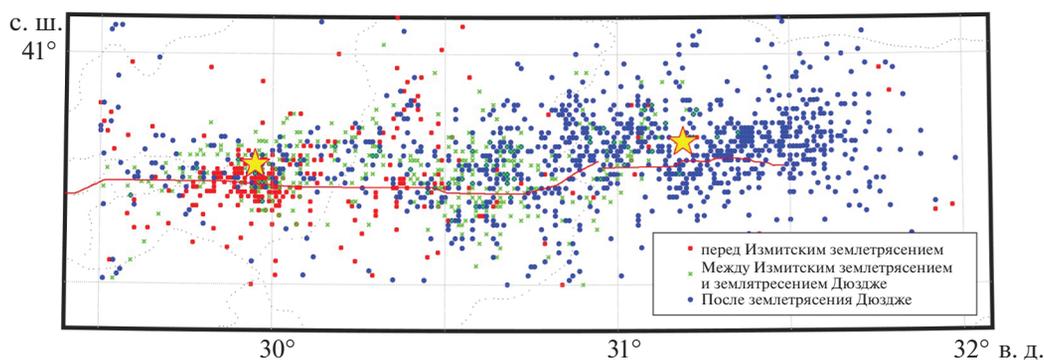


Рис. 8. Последовательности форшоков и афтершоков между эпицентрами землетрясений в Измите 17.08.1999 г. ($M_w = 7.6$) и Дюздже 12.11.1999 г. ($M_w = 7.2$).

Дальнейшие исследования афтершоковых и форшоковых последовательностей землетрясений Измит и Дюздже также выявили направление миграционных процессов. Согласно результатам, полученным многими авторами [Erdik, 2000; Tibi et al., 2001; Ito et al., 2002; Polat et al., 2002; Ozalaybey, 2002; Sakir et al., 2003], афтершоковые последовательности Измитского землетрясения протягиваются на восток до региона, где произошло землетрясение Дюздже. Участки САР восточнее Измитского землетрясения как бы пытаются догнать удаляющиеся участки на западе от этого землетрясения.

Геофизические процессы, определяющие взаимосвязь между двумя обсуждаемыми сейсмическими событиями и разворот направления миграции, можно также объяснить с точки зрения деформаций. Землетрясение в Измите вызвало значительную деформацию в виде косейсмических и постсейсмических смещений [Sakir et al., 2003; Reilinger et al., 2000]. Вследствие крупного смещения, вызванного Измитским землетрясе-

нием, которое выразилось в виде дефицита смещения к востоку от эпицентра Измитского землетрясения, система разломов, по-видимому, вызвала большое количество землетрясений разной магнитуды на рассматриваемом участке, самым мощным среди которых было землетрясение Дюздже. Иными словами, существенный дефицит сейсмического смещения вдоль восточных участков Измитского землетрясения снимается за счет афтершоковой активности, имевшей место между эпицентрами землетрясений в Измите и Дюздже (рис. 8). Следует отметить, что эти землетрясения настолько близки как во времени, так и в пространстве, что указанные афтершоки можно рассматривать как форшоки землетрясения в Дюздже. Таким образом, математически доказанная инверсия картины миграции может быть связана с геофизическими процессами, которые также предполагают, что общим трендом является миграция землетрясений с запада на восток.

Наконец, следует упомянуть еще одно немаловажное обстоятельство: до тех пор, пока движе-

ние плит вдоль разлома остается неизменным, следует ожидать, что в определенный момент картина миграции насыщается и в долгосрочной перспективе начинает повторяться. Какие-то события неизбежно создадут эффект домино и передадут напряжения дальше на запад и будут происходить события, подобные землетрясению Дюздже, поскольку часть плиты вдоль границы разлома может иметь тенденцию “догонять” более западную движущуюся часть плиты.

В этом контексте можно сказать, что попытка спрогнозировать будущее поведение сейсмичности приведет к стационарной модели миграции, если принять во внимание стационарный характер Марковских процессов. Действительно, математическое построение модели будущего поведения процесса, которое в конечном итоге становится стационарным, довольно близко к моделированию явления землетрясения. Например, схема миграции 1, которая содержит пять участков разбиения (рис. 2), имеет следующие вероятности перехода:

$$P(S_i) = \begin{bmatrix} 0.1522 & 0.2826 & 0.1957 & 0.1522 & 0.2174 \\ 0.0723 & 0.1084 & 0.3373 & 0.1205 & 0.3614 \\ 0.0620 & 0.1705 & 0.2558 & 0.1860 & 0.3256 \\ 0.1111 & 0.1358 & 0.1852 & 0.1605 & 0.4074 \\ 0.1060 & 0.1788 & 0.2980 & 0.1788 & 0.2384 \end{bmatrix}. \quad (4)$$

Стационарное распределение этого процесса имеет следующий вид:

$$S_{1st} = [0.0939 \ 0.1675 \ 0.2651 \ 0.1654 \ 0.3081]. \quad (5)$$

Здесь следует отметить, что матрица вероятностей переходов и соответствующее стационарное распределение формируются с использованием 490 переходов. Общее количество землетрясений, использованных для получения этой схемы перехода, составляет 491. Учитывая несоответствие между схемой перехода и распределением состояний из-за отсутствия перехода в начальном состоянии и в конечном состоянии, следует ожидать небольшое различие между стационарным распределением и вероятностью каждого состояния. Фактически, количество землетрясений в пределах каждого участка и, следовательно, частота состояний задаются выражением

$$N_1 = [46 \ 83 \ 130 \ 81 \ 151]$$

с соответствующими вероятностями, которые могут быть выражены как вероятность возникновения землетрясений в пределах каждого участка:

$$P_1 = [0.0937 \ 0.1690 \ 0.2648 \ 0.1650 \ 0.3075].$$

В результате доказана эргодичность процесса и подтверждена стационарность явления миграции землетрясений.

4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ И РЕКОМЕНДАЦИИ

Сейсмогенный район, в пределах которого предполагается более тесная взаимосвязь между всеми сейсмическими событиями, можно рассматривать как сейсмический остров. Район настоящего исследования — западная часть САР, ограниченная линиями долготы 27.0° E , 32.0° E и широты 39.8° N , 41.0° N , также является таким островом, в пределах которого происходит единый геофизический процесс — движение плит относительно друг друга в направлении с востока на запад, вызывающее весь комплекс наблюдаемой здесь сейсмичности. Иными словами, смещения и, следовательно, накопление напряжений и землетрясения вдоль разлома обусловлены движением Анатолийской плиты на запад относительно неподвижной Евразийской плиты. В таких условиях можно ожидать типичную картину возникновения землетрясений, поскольку накопленные деформации можно легко определить как причину сейсмического события. Уже сам по себе этот факт дает представление о распространении сейсмической активности, следующей некоторой закономерности.

Фактически, в пределах САР существуют сегменты с асейсмическим скольжением, барьеры, удерживающие накапливающуюся деформацию до тех пор, пока сильное землетрясение не окажется способным прорвать этот барьер, и участки, генерирующие события меньшей магнитуды в процессе высвобождения накопленных деформаций. С учетом всей сложности этой природной системы, САР и его часть в регионе Мраморного моря представляют собой лабораторию вариантов для исследования миграции землетрясений.

Действительно, результаты данного исследования подтверждают первоначальное предположение о том, что возникновение землетрясений следует схеме миграции сейсмичности, соответствующей структуре взаимодействия плит. Несмотря на то, что существует вероятность, что землетрясения меньшей магнитуды ($M_w < 5.0$) могут размывать картину миграции вследствие локальных изменений напряжений, получение такой миграционной картины является весьма перспективным результатом. В частности, математическое моделирование модели миграции сейсмичности в направлении с запада на восток после землетрясения в Измите 17.08.1999 г., возникновение землетрясения 11.10.1999 г. и более поздних событий хорошо согласуется с выявленными геофизическими процессами. Следовательно, несмотря на ограничения, связанные с селекцией исходных данных как по диапазону магнитуд, так и по количеству событий большой магнитуды, выявление такой закономерности миграции землетрясений является важным результатом.

Другой вывод состоит в том, что математическое моделирование схем миграции может дать представление о характере взаимодействия плит. Такая модель может быть использована для локализации механизмов накопления и разрядки напряжений, включая барьеры с высоким уровнем накопленных напряжений и деформаций. В частности, непрерывная миграция событий до разворота потока миграции в 1999 г. может быть использована для раннего обнаружения будущих событий вдоль разлома. Кроме того, разворот потока миграции сейсмичности может быть использован и как признак землетрясения в Дюздже. Таким образом, математическое моделирование миграции землетрясений с учетом соответствующих геофизических процессов не только позволило бы выявлять пространственно-временные закономерности возникновения землетрясений, но могло бы служить полезной основой при прогнозировании будущих событий.

Для выявления моделей миграции землетрясений мог бы оказаться полезным дальнейший анализ последовательности событий с учетом интервала времени между событиями, расстояний между событиями и магнитуд событий в исследуемой последовательности. Конечно, последовательная миграция может происходить независимо от магнитуд событий, участвующих в процессе миграции, и времени между этими событиями. Однако комбинация этих двух параметров и расстояний между событиями позволяет более точно установить последовательность миграции. Следовательно, дальнейшие исследования должны включать все три параметра и учитывать их совокупный эффект для более точного определения моделей миграции сейсмичности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Akkar S., Cagnan Z., Yenier E., Erdogan E., Sandikkaya M.A., Gulkan P.* The recently compiled Turkish Strong-Motion Database: Preliminary investigation for seismological parameters // *J. Seismol.* 2010. V. 14. P. 457–479.
- Armijo R., Meyer B., Barka A., Chabaliere J.B., Hubert-Ferrari A., Cakir Z.* The fault breaks of the 1999 earthquakes in Turkey and the tectonic evolution of the Sea of Marmara: a summary. The 1999 Izmit and Düzce Earthquakes: Preliminary results. Istanbul: Istanbul Technical Univ. Press. 2000. P. 55–62.
- Armijo R., Meyer B., Navarro S., King G.C.P.* The propagation process of North Anatolian Fault and the Evolution of the Sea of Marmara pull-apart. AGU Meeting Proc. 2002.
- Bohnhoff M., Bulut F., Aktar M., Childs D., Dresen G.* The North Anatolian fault zone in the broader Istanbul/Marmara region: Monitoring a 'seismic gap' // *Seismol. Res. Lett.* 2008. V. 79. № 2.
- Bohnhoff M., Martinez-Garzon P., Bulut F., Stierle E., Ben-Zion Y.* Maximum earthquake magnitudes along different sections of the North Anatolian fault zone // *Tectonophysics.* 2016. V. 674. P. 147–165.
- Cavers M., Vesuddevan K.* Spatio-temporal complex Markov chain (SCMC) model using directed graphs: earthquake sequencing // *Pure Appl. Geophys.* 2015. V. 172. № 2. P. 225–241.
- Cakir Z., Barka A.A., Evren E.* Coulomb stress interactions and the 1999 Marmara earthquakes // *Turkish J. Earth Sci.* 2003. V. 12. P. 91–103.
- Duman T., Emre O.D., Ozalp S.* Step-over and bend structures along the 1999 Duzce earthquake surface rupture, North Anatolian Fault, Turkey // *Bull. Seismol. Soc. Am.* 2005. V. 95. P. 1250–1262. <https://doi.org/10.1785/0120040082>
- Erdik M.* Report on 1999 Kocaeli and Düzce (Turkey) earthquakes. Proc. 3rd Int. Workshop on Structural Control. Paris. 2000. P. 149–186.
- Ergintav S., Reilinger R.E., Cakmak R., Floyd M. et al.* Istanbul's earthquake hot spots: Geodetic constraints on strain accumulation along faults in the Marmara seismic gap // *Geophys. Res. Lett.* 2014. V. 41. P. 5783–5788. <https://doi.org/10.1002/2014GL060985>
- Flerit F., Armijo R., King G.C.P., Meyer B., Barka A.* Slip partitioning in the Sea of Marmara pull-apart determined from GPS velocity vectors // *Geophys. J. Int.* 2003. V. 154. P. 1–7.
- Gardner J.K., Knopoff L.* Is the sequence of earthquakes in Southern California, with aftershocks removed, Poissonian? // *Bull. Seismol. Soc. Am.* 1974. V. 64. № 5. P. 1363–1367.
- Hubert-Ferrari A., Armijo R., Kin G.C.P., Meyer B., Barka A.* Morphology, displacement, and slip rates along the North Anatolian Fault, Turkey // *J. Geophys. Res.* 2002. V. 107. <https://doi.org/10.1029/2001JB000393>
- Ito A., Balamir U., Baris S., Nakamura A., Honkura Y., Isikara A.M.* Aftershock activity of the 1999 Izmit, Turkey, earthquake revealed from microearthquake observations // *Bull. Seismol. Soc. Am.* 2002. V. 92. № 1. P. 418–427.
- Lorenzo-Martin F., Roth F., Wang R.J.* Elastic and inelastic triggering of earthquakes in the North Anatolian Fault zone // *Tectonophysics.* 2006. V. 424. № 3–4. P. 271–289.
- Le Picheon X., Sengor A.M.C., Kende J., İmren C. et al.* Propagation of a strike-1 slip plate boundary within an extensional environment the westward propagation of the North Anatolian Fault // *Canad. J. Earth Sci.* 2016. V. 53. <https://doi.org/10.1139/cjes-2015-0129>
- Nava F.A., Herrera C., Frez J., Glowacka E.* Seismic hazard evaluation using Markov chains: Application to the Japan area // *Pure Appl. Geophys.* 2005. V. 162. P. 1347–1366.
- Ozalaybey S., Ergin M., Aktar M., Tapırdamaz C., Biçmen F., Yoruk A.* The 1999 Izmit earthquake sequence in Turkey: seismological and tectonic aspects // *Bull. Seismol. Soc. Am.* 2002. V. 92. № 1. P. 376–386.
- Polat O., Eyidogan H., Haessler H., Cisternas A., Philip H.* Analysis and interpretation of the aftershock sequence of the August 17, 1999, Izmit (Turkey) earthquake // *J. Seismol.* 2002. V. 6. № 3. P. 287–306.
- Pondard N., Armijo R., King G.C.P., Meyer B., Flerit F.* Fault interactions in the Sea of Marmara pull-apart (North Anatolian Fault): Earthquake clustering and propagating earth-

quake sequences // *Geophys. J. Int.* 2007. V. 171. № 3. P. 1185–1197.

Reilinger R.E. et al. Coseismic and postseismic fault slip for the 17 August, $M = 7.5$, Izmit, Turkey earthquake // *Science*. 2000. V. 289. P. 1519–1524.

Sengör A.M.C., Tuysuz O., Imren, C., Sakıncı M., Eyidoğan H., Gorur N., Le Pichon X., Rangin C. The North Anatolian fault: A new look // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2005. V. 33. P. 37–112.

Stein R.S., Barka A., Dieterich J.H. Progressive failure on the North Anatolian Fault since 1939 by earthquake stress triggering // *Geophys. J. Int.* 1997. V. 128. P. 594–604.

Tibi R., Bock G., Xia Y., Baumbach M., Grosser H., Milkereit C., Zschau J. Rupture processes of the 1999 August 17 Izmit and November 12 Düzce (Turkey) earthquakes // *Geophys. J. Int.* 2001. V. 144. № 2. P. F1–F7.

Unal S., Celebioglu S. A Markov chain modelling of the earthquakes occurring in Turkey // *Gazi Univ. J. Sci.* 2011. V. 24. № 2. P. 263–274.

An Investigation into the Earthquake Migration Patterns in Marmara Region, Turkey

Dr. Hakan Karaca*

Department of Architecture, Niğde Ömer Halisdemir University, Niğde, 51240 Turkey

**e-mail: karaca26@hotmail.com*

The seismic migration patterns can be associated with the existing geophysical setting, the tectonic movements and the geographical distribution of seismicity. The right identification of these patterns would lead to the better hazard analysis, forecasts and precise predictions. So, in an attempt to develop a method for the identification of seismic migration pattern, the Marmara Region of Turkey is selected for investigation. Actually, seismicity in the considered region is a consequence of the movement of the neighboring plates along the system of faults that makes up Northern Anatolian Fault (NAF). Accordingly, it was decided to investigate whether the earthquakes have an identifiable migration pattern in the direction of movement. As a single assumption, the migration pattern, if it exists, is assumed to follow Markovian behavior. At the end of the study, the results shed a light not only on the pattern of seismicity but also on the geophysical processes causing earthquakes.

Keywords: earthquakes, North Anatolian Fault, migration, Markov process

ГЛУБОКОЕ КАРПАТСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 1838 г.¹

© 2021 г. Н. Г. Мокрушина^{1,*}, Р. Э. Татевосян^{1,**}, Р. Н. Вакарчук^{1,***}

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

*E-mail: nina305@inbox.ru

**E-mail: ruben@ifz.ru

***E-mail: roman@ifz.ru

Поступила в редакцию 30.11.2020 г.

После доработки 31.01.2021 г.

Принята к публикации 25.03.2021 г.

Глубокие землетрясения возникают в зонах субдукции – они играют ключевую роль в модели глобальной тектоники. На Земле есть всего несколько мест, где глубокофокусная сейсмичность наблюдается на континентах в небольших локализованных областях на значительном удалении от современных зон субдукции, в частности в зоне Вранча в Карпатах. Сильнейшие глубокие землетрясения Вранча ощущаются на расстоянии свыше 1000 км. Фактически они определяют сейсмическую опасность Восточно-Европейской платформы, где локальные очаговые зоны либо отсутствуют, либо характеризуются небольшими магнитудами. Поэтому изучение глубоких Карпатских землетрясений имеет большое значение для адекватной оценки сейсмической опасности Восточно-Европейской платформы. Мы исходим из того, что хотя сильнейшие глубокие Карпатские землетрясения исследованы достаточно полно и детально, не вся существующая информация исчерпана. Поиск ранее неизвестных первоисточников может обнаружить новые сведения о макросейсмическом эффекте и, соответственно, привести к более надежным и точным определениям параметров землетрясений. Объектом исследования в настоящей статье является глубокое Карпатское землетрясение 1838 г. на основании оригинальных описаний из первоисточников. Магнитуда землетрясения определена с использованием нового подхода, основанного на минимизации невязок между расчетными и наблюдаемыми интенсивностями сотрясений во всех населенных пунктах. Показано, что магнитуда землетрясения 1838 г. недооценена в опубликованных каталогах ориентировочно на 0.5 единиц. Мы полагаем, что основная причина была в недостаточной полноте используемых ранее макросейсмических данных в дальней зоне.

Ключевые слова: Исторические землетрясения, макросейсмика, уравнение макросейсмического поля, глубокие землетрясения Карпат.

DOI: 10.31857/S0002333721060053

ВВЕДЕНИЕ

Глубокие землетрясения возникают во всех зонах субдукции – они играют ключевую роль в модели глобальной тектоники. Но на Земле есть всего несколько мест, где землетрясения с глубиной гипоцентра более 70 км происходят на континентах в небольших локализованных областях на значительном удалении от современных зон субдукции, в частности в зоне Вранча в Карпатах.

Глубокие землетрясения Вранча оказывают разрушительные воздействия на населенные пункты в эпицентральной зоне. При этом макросейсмический эффект этих землетрясений наблюдался также на аномально большом удалении от очага. Сильнейшие из известных землетрясе-

ний Вранча ощущались на расстоянии свыше 1000 км. Как правило, это землетрясения с моментной магнитудой $M_w \geq 7$. Фактически они определяют сейсмическую опасность почти всей Восточно-Европейской платформы, где локальные очаговые зоны либо отсутствуют, либо характеризуются небольшими магнитудами (обычно, менее 4). Поэтому изучение глубоких Карпатских землетрясений имеет большое значение для адекватной оценки сейсмической опасности Восточно-Европейской платформы.

Информационная обеспеченность землетрясений Вранча, естественно, существенно менялась во времени. Для периода 1000–1500 гг. основной источник сведений – древнерусские летописи. В них приводились сообщения о колебаниях земли в Киеве, Москве, Суздале, Владимире, Новгороде, Переславле. Поскольку данных из эпицентральной зоны в то время не было, отнесение зем-

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S0002333721060053 для авторизованных пользователей.

летрясений в каталогах к зоне Вранча опиралось на не высказанную в явном виде гипотезу об отсутствии локальных очагов землетрясений на Русской равнине [Tatevossian, Albin, 2010]. В дальнейшем ситуация изменилась и идентификация глубокофокусных землетрясений Вранча основывалась на сведениях о макросейсмическом эффекте в эпицентральной и дальней зонах.

Следующие почти 250 лет (1500–1750 гг.) глубокофокусные Карпатские землетрясения идентифицировались по макросейсмическим проявлениям на расстояниях до 500 км (Киев). То, что сведений из более далеких населенных пунктов не было, скорее всего, связано с условиями регистрации и обеспечения сохранности таких сведений в населенных пунктах на Русской равнине [Tatevossian, 2004]. Первое землетрясение, для которого есть информация о сотрясениях как в ближней, так и дальней зонах², это сейсмическое событие 1738 г. В каталоге [Новый каталог..., 1977]³ радиус изосейсты 4 балла равен 800 км (по двум пунктам).

С 1800-х годов параметры сильнейших глубоких землетрясений зоны Вранча определялись по совокупности информации из ближней и дальней зоны. Значения параметров могут несколько различаться в разных каталогах, но глубокие землетрясения Карпат идентифицируются однозначно. Наиболее сильными сейсмическими событиями в первой половине XIX в. являются землетрясения 1802 г. и 1838 г. Их параметры представлены в Новом каталоге; с небольшими изменениями они переносились в последующие каталоги [Shebalin et al., 1998].

Сведения о макросейсмическом эффекте глубоких Карпатских землетрясений XIX в. можно обнаружить также в современных публикациях (например, [Никонов, 2013; Татевосян, Мокрушина, 2004; Друмя и др., 2009; Степаненко, Карданец, 2013; Constantin et al., 2009; 2010; Rogozea et al., 2014]). Некоторые публикации рассматривали в основном максимальные эффекты в эпицентральных областях, другие — интересовались проявлением землетрясения на территории отдельных стран: Румынии, Молдавии, Венгрии, Украины, часто в связи с сейсмическим районированием этих стран.

В некоторых современных публикациях полагают, что макросейсмическая информация о Карпатских землетрясениях XIX века уже собрана и обобщена в основных описательных каталогах. По дальней и ближней зоне — это каталог Мушкетова и Орлова [Мушкетов, Орлов, 1893], по ближней зоне — каталог Рэтли [Réthly, 1952], по “про-

межуточной” зоне — каталог Ласка [Laska, 1902; Евсеев, 1961]. Поэтому внимание уделяется переоценке интенсивности сотрясений в населенных пунктах на основании уже известных описаний и уточнению параметров землетрясений. При этом не учитывается, что указанные компиляции иногда переписывают информацию не из оригинальных источников, что может стать причиной значительных искажений, особенно, в связи с тем, что такое переписывание часто связано с переводами с одного языка на другой. В итоге возникает разрыв между исходной информацией и ее интерпретацией. В целом перечисленные выше компиляции следует признать достаточно надежными. Тем не менее, проверки некоторых записей в них, проведенные как авторами настоящей публикации, так и другими исследователями, выявили неточности в ссылках, искажение информации в основном из-за сокращения оригинальных текстов, хотя именно детали описаний помогают правильно оценить природу наблюдавшихся эффектов и их интенсивность [Stucchi et., 2012]. Использование оригинальных источников информации рекомендовалось в крупных проектах по ревизии исторической сейсмичности уже с середины 1990-х годов [Stucchi, 1993; Albin, Moroni, 1994], но эта рекомендация не всегда соблюдается.

Мы исходим из того, что хотя сильнейшие глубокие Карпатские землетрясения исследованы достаточно полно и детально, не вся существующая информация исчерпана. Поиск ранее неизвестных первоисточников может обнаружить новые сведения о макросейсмическом эффекте и, соответственно, привести к более надежным и точным определениям параметров землетрясений.

Для оценки сейсмической опасности необходимы сведения о сейсмическом источнике и характере затухания колебаний от источника до той области, для которой оценивается опасность. Если сейсмическую опасность определять в терминах макросейсмической интенсивности, то очаг полностью описывается положением гипоцентра и магнитудой. Специфической особенностью глубоких Карпатских землетрясений является то, что их очаги сосредоточены в небольшой пространственной области, положение которой известно достаточно точно (табл. 1, рис. 1). Соответственно в качестве неизвестного параметра остается магнитуда землетрясения.

Объектом исследования в настоящей статье является глубокое Карпатское землетрясение 1838 г. на основании оригинальных описаний из первоисточников. Мы сознательно не пошли по пути включения в один набор исходных данных принципиально разнотипной информации. В нашем собрании исходных данных есть только сведения из оригинальных источников, которые можно предъявить в качестве обоснования оценок балльности в каждом населенном пункте

² В настоящей статье под дальней зоной понимаются эпицентральной расстояния свыше 500 км.

³ Далее, Новый каталог.

Таблица 1. Землетрясения с глубиной $H \geq 70$ км [International..., 2020]

Год	Мес.	День	Час	Мин	Сек	Шир., °	Дол., °	Глубина, км	M_w
1929	11	1	6	57	24.7	45.815	26.585	155	5.79
1934	3	29	20	6	50.22	45.861	26.624	105	6.72
1940	10	22	6	37	1.06	45.59	26.383	130	6.63
1940	11	10	1	39	11.12	45.72	26.426	150	7.74
1945	9	7	15	48	26.41	45.734	26.606	85.9	6.70
1977	3	4	19	21	57.16	45.916	26.665	91.4	7.47
1986	8	30	21	28	36.96	45.584	26.377	135.9	7.21
1990	5	30	10	40	7.34	45.796	26.624	90.3	6.93
1990	5	31	0	17	49.58	45.802	26.727	90.2	6.28
2004	10	27	20	34	37.01	45.782	26.644	96.5	5.79
2016	9	23	23	11	20.44	45.765	26.557	95.3	5.71
2016	12	27	23	20	56.3	45.750	26.496	98	5.61

(табл. 2)⁴. Конечно, наши оценки могут быть, в некоторых случаях, ошибочными. Но всегда можно привести оригинальные описания, на которые они опираются: всегда есть возможность соотнести бальность с эффектом.

Принятое решение по составлению исходных данных создает уникальную возможность проверить, можно ли получить достаточно точную оценку магнитуды исторического землетрясения при отсутствии сведений из эпицентральной зоны. Это чрезвычайно важно с методической точки зрения. Ведь в случае возникновения очага землетрясения в море, сведения из эпицентральной зоны отсутствуют по определению. Так, макросейсмическая база данных, собранная для Лиссабонского землетрясения 1755 г. включает более 1214 населенных пунктов [Martinez Solares, Rodriguez, 2002]. Это уникальная коллекция по числу пунктов. При этом эпицентр находится в океане, более чем в 100 км от ближайшего участка побережья. При колоссальном объеме информации, данных из эпицентральной зоны нет и не может быть.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Землетрясение произошло вечером 11 января (23 января н.ст.) 1838 г. Макросейсмические сведения собраны в табл. 2⁴. В таблицу включены не все известные нам сведения. Например, нет большого смысла приводить описание макросейсмического эффекта в Бухаресте из газеты С.-Петербур-

бургские Ведомости, № 31, 8 фев. 1838 г. “11 числа января месяца, вечером в 8 ч 56 мин, в Бухаресте было землетрясение, столь сильное, что многие здания частью разрушились и частью значительно повреждены; стены огромной ограды монастыря Св. Георгия, находящегося в центре города, с трех сторон обвалились, и как вышина их составляла более 8 сажень, то они своим падением во многих местах совершенно разрушили противоположные дома и лавки.... Сотрясение продолжалось от 50 до 70 с. Печи, столь необходимые при продолжающихся здесь сильных морозах, везде почти разрушились, и падение труб сделало проломы во многих не слишком прочных крышах...”, когда есть много более детальные и полные описания в румынских источниках (хотя конкретно это сообщение ранее не использовалось). В таблице приведены только сведения, которые существенно дополняют известную ранее информацию и уточняют картину пространственного распределения макросейсмического эффекта.

Оценка интенсивности в баллах проведена экспертно. Несмотря на присущую такому методу субъективность, это основной метод, который применяется по отношению к анализу макросейсмической информации исторических землетрясений.

Таблица 2⁴ отсортирована по убыванию бальности. Иногда в одном источнике приведены сведения о нескольких пунктах, иногда об одном и том же пункте данные приводятся в нескольких источниках. Причем, они могут как дублировать друг друга, так и приводить независимую информацию. Все это отражено в таблице⁴. Современное название пункта дано в скобках. Координаты

⁴ См. доп. материал к данной статье.

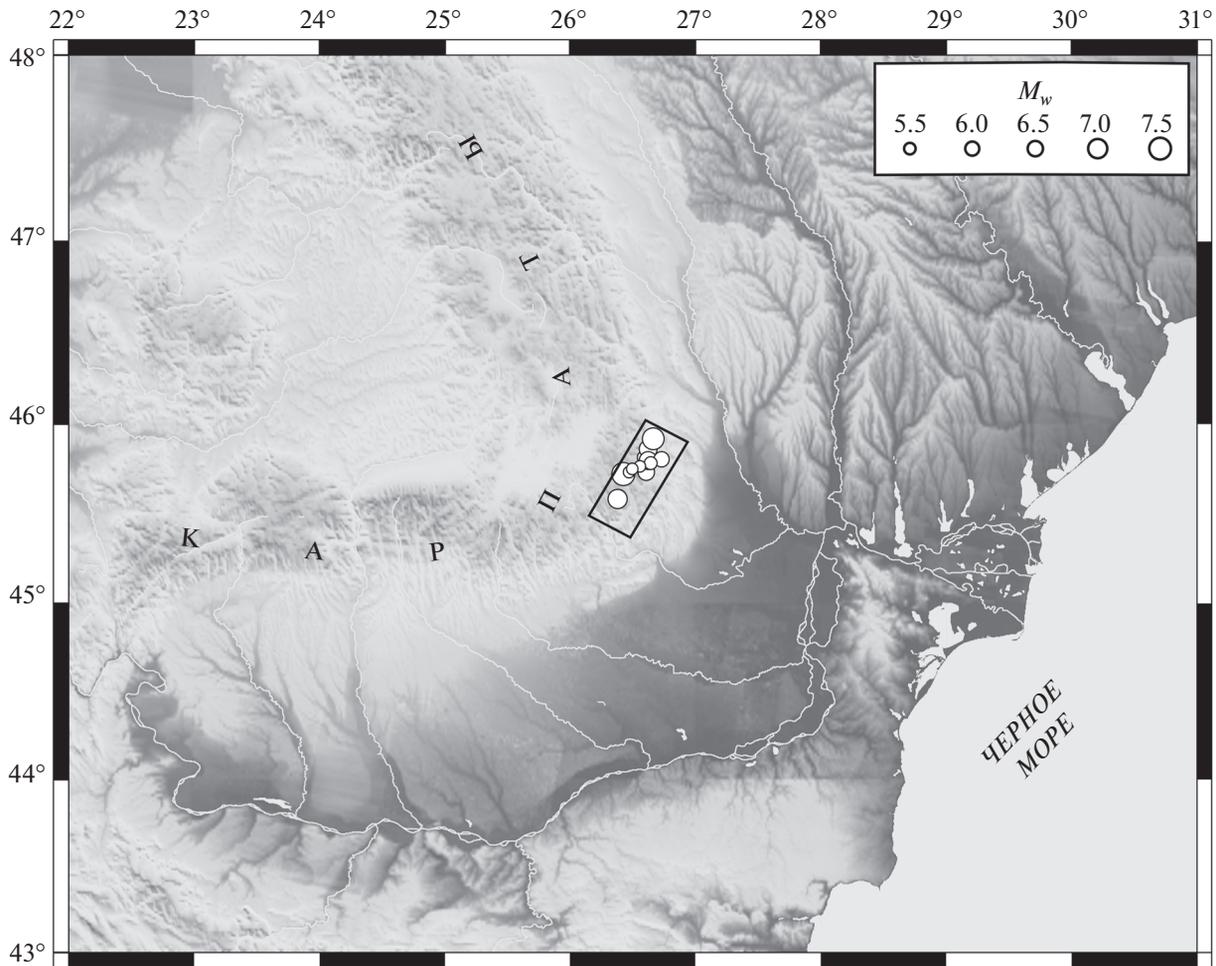


Рис. 1. Эпицентры глубоких землетрясений Карпат по данным табл. 1. Прямоугольник очерчивает область Вранча.

даны в градусах с долями северной широты и восточной долготы; интенсивность — в баллах шкалы MSK64.

Обеспеченность оценок интенсивности в различных пунктах несопоставима. Есть пункты, которые упоминаются в общем списке, без конкретного описания; есть пункты, сведения из которых фактически соответствуют современным стандартам макросейсмического обследования. В частности, для Николаева есть полный отчет по зданиям (табл. 3).

Все пункты табл. 2⁴ показаны на рис. 2.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ МАГНИТУДЫ

Для определения магнитуды традиционно используются карты изосейст; по их радиусам оценивают магнитуду. Эта методика была разработана еще в середине 1970-х годов [Шебалин, 1974]. Поскольку положение очаговой зоны землетрясений зоны Вранча известно заранее, в статье [Татевосян, Мокрушина, 2004] предлагалось маг-

нитуду исторического землетрясения определять сопоставляя интенсивность сотрясений в различных населенных пунктах от исторического и современного землетрясения с известной инструментальной магнитудой. С применением этого подхода была предложена оценка магнитуды землетрясения 1802 г. $M_w = 7.9$ (верхний предел оценки). В Новом каталоге приводилось значение магнитуды землетрясения 1802 г. $M = 7.4 \pm 0.5$.

В настоящей статье предлагается использовать иной подход, основанный на минимизации невязок между расчетными и наблюдаемыми интенсивностями сотрясений.

Рассмотрим уравнение макросейсмического поля в форме Шебалина [Шебалин, 1974]:

$$I = bM - v \lg(\sqrt{R^2 + H^2}) + c, \quad (1)$$

где: I — интенсивность в баллах шкалы MSK64; M — магнитуда землетрясения; R — эпицентральный расстояние в км; H — глубина гипоцентра в км; b , v , c — константы. Для исследуемого события приняты коэффициенты $b = 1.5$, $v = 3.5$ и $c = 3.6$ [She-

Таблица 3. Ведомость о повреждениях происшедших в казенных зданиях Николаевского Порта, от бывшего землетрясения 11 числа Генваря в 9 ч 14 мин пополудни (К рапорту Главного Командира – РГАВМФ: фонд № 243, опись 1–2 ед. хранения № 4227)

№ Именованние домов	Какие именно произошли повреждения
1. В доме Главного Командира.	В пристройках к корпусу здания и флигелях каменных есть небольшие в стенах разселины над окнами и дверьми.
2. В доме Перелешина.	В стенах над некоторыми окнами и дверьми, а равно в печах и дымовых трубах, оказались небольшие отвесные трещины.
3. В доме Поджиевском.	То же
4. В доме Общего Собрания.	В наружных сенах есть небольшие трещины над окнами, а во внутренних над дверьми и отверстиями в залах; печи с трубами потрескались, и в верхнем этаже во флигелях, печи, на половых балках основанные, несколько от стен уклонились.
5. В здании Штаба Черноморского флота и портов.	В поперечных внутренних простенках видно в отвесном направлении довольно трещин; над окнами оказались разселины и тронуло печи и дымовые трубы.
6. В Адмиралтейской Соборной церкви.	Над полуденными и северными дверьми, посредине арок, оказались небольшие трещины.
7. В здании Штурманскою ротом занимаемом.	Повреждение состоит более в стене, выходящей на улицу, и в углу здания, прилежащего к Адмиралтейству, где в 3-х спальных каморах, по потолкам приметен уклон стен; над некоторыми окнами и дверьми есть также небольшие трещины; в печах и дымовых трубах везде почти есть трещины
8. В здании Артиллерийским училищем занимаемом.	В печах и трубах есть разселины, которые всюду почти видны над окнами и дверьми, а в арках полукруглых окон, оне больше; в мезонине же, на самом своде, трещины небольшие, но по концам свода боковые стены примыкающих пристроек отделились; на фронтоне, с наружной стороны, осыпалась закладка из прежней закрытой трещины, и тем показывает уклон боковых пристроек в обе стороны.
9. В здании старую Экспедициею именуемом.	В верхнем этаже печь с трубою у поперечной западной стены немного осела; во внутренних двух поперечных простенках и над некоторыми окнами и дверьми, есть небольшие вертикальные трещины.
10. В здании Морскою Госпиталю занимаемом.	Над некоторыми окнами и дверьми видны небольшие трещины; у Офицерского Лазарета одна приделка сеней немного отстала, печи и трубы потрескались.
11. В мачтовом и шлюпочном сараях.	В перемышках над дверным отверстием, соединяющим шлюпочный с мачтовым сараем, тронуло с места камни и дало выше разселины; а с наружной набережной стороны, около 2-й большой арки, стена во всю высоту и по карнизу треснула, но из внутри сего не приметно.
12. В двух 3-х этажных казармах, на Адмиралтейской площади.	В флигелях, примыкающих к Главному корпусу казарм, внутренние стены к сеням, в коих устроены лестницы, по средине дали небольшие трещины; в одной казарме в третьем этаже сделавшаяся в отвесном направлении разселина под штукатуркою обнаруживает что некоторые камни треснули донизу. Небольшие трещины есть также в некоторых местах над дверьми и в поперечных внутренних сенах, обеих казарм по наружности же кое-где над окнами.
13. В одноэтажных казармах нижними чинами занимаемыми.	Над окнами, дверьми и печами оказались трещины.
14. В морском остроге.	Заметные изнутри в стенах маловажные трещины, а также в печах и трубах. В винтелаторе или проводнике воздуха в духовые печи, устроенном во внутреннем дворе, часть фундамента несколько осела.

Примечание. Незначительные трещины есть и в других каменных зданиях, но внутренних трещин больше, — и при всякой из них штукатурка отстала, а по потолкам около карнизов, местами осыпалась.
Подлинную подписал: Правитель Канцелярии 5-го класса Мазаракий.

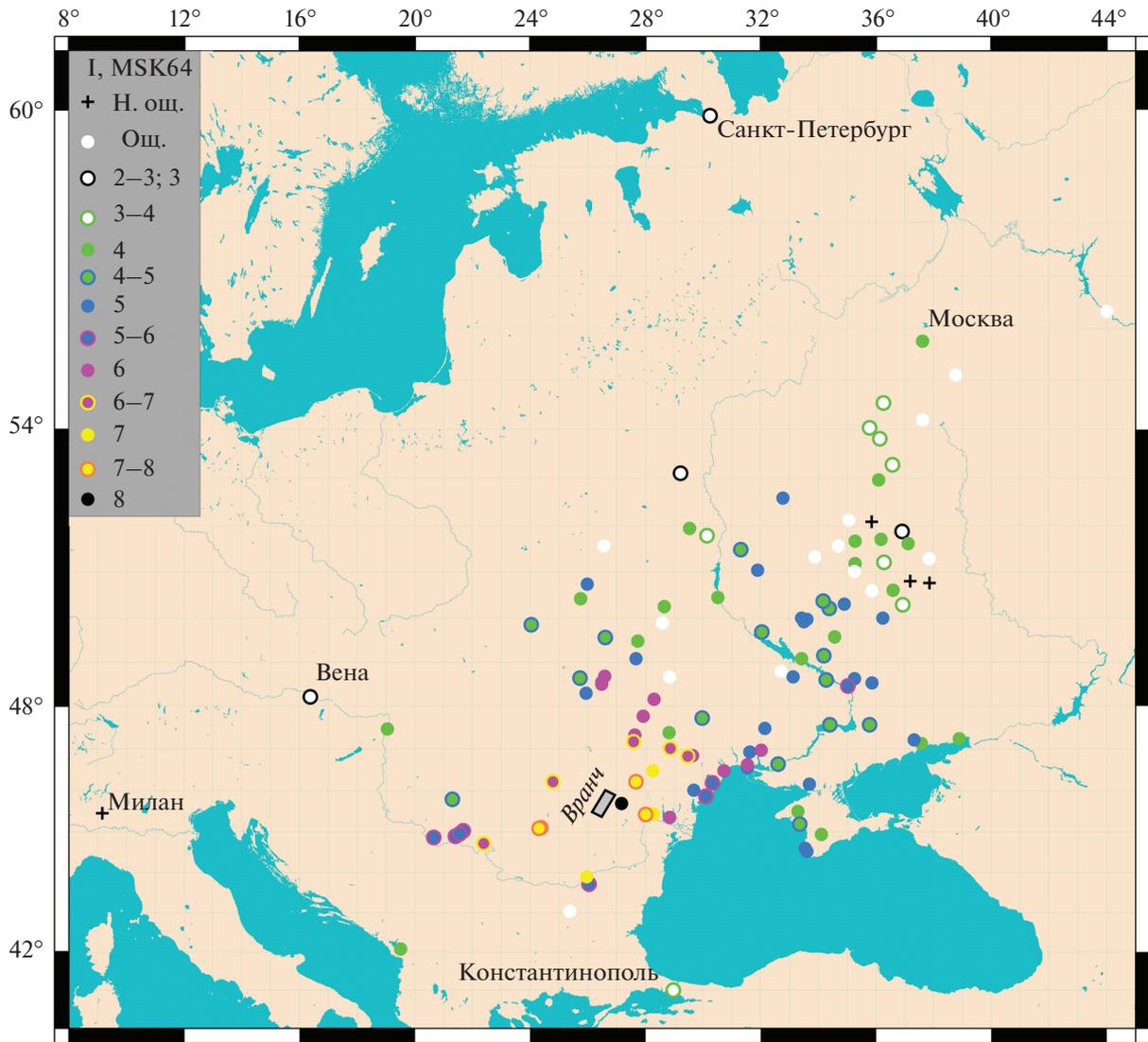


Рис. 2. Макросейсмический эффект глубокого Карпатского землетрясения 1838 г.

balin et al., 1998]. Данные значения характерны для событий сейсмоактивной зоны Вранча. Поскольку в основе расчетов лежат уравнения макросейсмического поля, то полученная в итоге магнитуда является макросейсмической.

Запишем уравнение (1) в эпицентре ($R = 0$ км):

$$I_0 = bM - v \lg(\sqrt{H^2}) + c. \quad (2)$$

Отнимем (1) от (2), корень вынесем из логарифма, окончательно:

$$I_0 - I = \left(\frac{v}{2}\right) \lg\left(1 + \left(\frac{R}{H}\right)^2\right). \quad (3)$$

Выразим интенсивность в каждом из населённых пунктов из уравнения (3)

$$I_j = I_0 - \left(\frac{v}{2}\right) \lg\left(1 + \left(\frac{R_j}{H}\right)^2\right). \quad (4)$$

Соотношение (4) показывает расчетное значение интенсивности для j -ого пункта. Обозначим наблюдаемые интенсивности в населенных пунктах как $I_{obs.j}$. Будем рассчитывать невязку, по формуле:

$$\Delta = \sum_{j=1}^N |I_{obs.j} - I_j| \rightarrow \min, \quad (5)$$

где: N – количество населённых пунктов. В самом деле, $I_j = f(I_0, R, H)$, а $R = f(\varphi_0, \lambda_0)$, где φ_0, λ_0 – широта, долгота эпицентра землетрясения; таким образом, $\Delta = f(\varphi_0, \lambda_0, I_0, H)$. Эпицентральное расстояние R рассчитывается как произведение среднего радиуса Земли на угловое расстояние,

определяемое по теореме косинусов для сферического треугольника. Координаты населенных пунктов не указаны в функциональных зависимостях, т.к. являются константами. Поскольку в отличие от эпицентральной интенсивности в каталогах землетрясений именно магнитуда приводится в качестве стандартной характеристики (она же лежит в основе оценок сейсмической опасности), перепишем (2) так, чтобы решить ее относительно M :

$$M = (I_0 + v \lg H - c)/b. \quad (6)$$

Согласно табл. 2 (см. доп. материал) максимальное наблюдавшееся сотрясение в населенных пунктах составляет 8 баллов. Примем эту величину в качестве минимальной оценки эпицентральной интенсивности, при этом сверху ограничим ее 9 баллами. Для сетки точек внутри зоны Вранча, взятых с интервалом в 1 км по широте и долготе рассчитаем значения невязки (5). Глубину будем варьировать от 80 до 200 км с шагом 10 км. Интенсивность будем перебирать с шагом 0.1. Окончательно имеем значение невязки Δ для каждой из возможных пар точек (I_0 , H). Согласно расчетам Δ варьирует в интервале от 51.08 до 55.37. Для каждой пары точек будем выбирать оптимальное (наименьшее) из значений Δ . Перебирая по всей зоне, оконтуренной прямоугольником на рис. 1, получаем оптимальную пару значений $I_0 = 8$ баллов и глубина $H = 80$ км, что соответствует магнитуде $M = 7.4$. Если поделить минимальное значение невязки Δ на общее количество точек с известной магнитудой, получим грубую оценку расхождения между расчетными и наблюдаемыми баллами в населенном пункте менее 0.5, хотя отдельные отклонения могут быть и больше. Погрешность (стандартное отклонение) оценки магнитуды определим согласно [Митин, Русаков, 2004]:

$$S_M = \frac{\partial M}{\partial I_0} S_{I_0}, \quad (7.1)$$

$$S_M = \frac{1}{b} S_{I_0}, \quad (7.2)$$

где S_M и S_{I_0} – стандартные отклонения магнитуды и эпицентральной интенсивности соответственно.

Если принять минимальное значение отклонений оценки интенсивности $\Delta = 51.08$ на 100 точек, то из (7.2) для магнитуды погрешность определения составит 0.34. Окончательно примем осторожную оценку погрешности определения магнитуды 0.4, соответственно магнитуде $M = 7.4 \pm 0.4$.

Отметим, что в нашем подходе минимизируется сумма отклонений расчетных и наблюдаемых значений интенсивности в отдельных населенных пунктах. В широко известном методе [Bakun, Wentworth, 1997; Bakun, Scotti, 2006], который

применялся, в частности, при составлении Европейского каталога SHEEC [Stucchi et al., 2012], вычисляются среднеквадратичные отклонения магнитуд для пробного эпицентра, задаваемого по равномерной сетке с некоторым шагом. Так как именно интенсивность оценивается на основании макросейсмических данных, предлагаемый в настоящей статье метод определения положения гипоцентра и магнитуды землетрясения, на наш взгляд, наиболее ясный и прямой.

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Сравним полученную оценку магнитуды землетрясения 1838 г. с оценками других авторов, а также с магнитудами других глубоких Карпатских землетрясений. В Новом каталоге для землетрясения 1838 г. приведена магнитуда 6.9 (глубина 150 км). Это же значение осталось неизменным и в каталоге [Shebalin et al., 1998]. В каталоге [Специализированный..., 1995] магнитуда равна 7.0. По сравнению с магнитудой для Карпатского землетрясения 1802 г. в тех же каталогах (в Новом каталоге 7.4, в каталоге [Shebalin et al., 1998] – 7.3) она меньше на 0.5 единиц. При этом глубина гипоцентра обоих землетрясений равна 150 км. На наш взгляд магнитуда землетрясения 1838 г. явно недооценена. Основную причину мы видим в том, что не были собраны сведения о ее ощутимости на больших расстояниях (некоторые пункты в Белоруссии, а также Москва, Санкт-Петербург и некоторые другие). Получается довольно неожиданный результат: для адекватной оценки магнитуды исторического землетрясения важнее иметь представление о максимальных расстояниях, на которых оно ощущалось, чем картину разрушительных последствий в эпицентральной зоне. Заметим, что полученная оценка магнитуды для сейсмического события 1838 г. не является чем-то экстраординарным и невероятным: инструментальная магнитуда землетрясения 1940 г. $M_w = 7.7$, а 1977 г. $M_w = 7.5$ [International..., 2020].

Формально ограничением предлагаемого метода является то, что перебор осуществляется в пространственных рамках зоны глубоких землетрясений Вранча (рис. 1). Мы заранее определили область, в которой может находиться эпицентр (в пределах приблизительно 200 на 50 км). Соответственно, практическое применение метода в других случаях может оказаться неэффективным. Но на самом деле есть ситуации, когда для коровых землетрясений эпицентр тоже известен “заранее”, поскольку наблюдались поверхностные разрывы (в литературе на английском surface faulting), либо многочисленные вторичные сейсмодислокации [Michetti et al., 2007]. Это наиболее сильные землетрясения, существенные для оценки сейсмической опасности. Поэтому метод может применяться во многих случаях.

Независимо от того, какой метод оценки магнитуды применен в данной работе, или будет разработан в будущем, важнейшим результатом публикации является коллекция макросейсмической информации (табл. 2, см. доп. материалы).

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках тематики госзадания Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают глубокую благодарность сотрудникам Российского государственного архива Военно-Морского Флота г. Санкт-Петербурга, Российской национальной библиотеки г. Санкт-Петербурга и Российской государственной библиотеки города Москвы за неоценимую помощь в поиске источников информации. Выражаем искреннюю признательность Паоле Альбини из Национального института геофизики и вулканологии в Милане (INGV – Milano) за помощь в разыскании итальянских газет.

Авторы также признательны рецензентам за ценные замечания и поддержку работы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Друмя А.В., Степаненко Н.Я., Симонова Н.А., Алексеев И.В., Карданец В.Ю. Атлас карт интенсивности землетрясений Молдовы (XVIII–XXI вв.). Кишинев. 2009. 155 с.

Евсеев С.В. Землетрясения Украины. Киев. 1961. 76 с.

Митин И.В., Русаков В.С. Анализ и обработка экспериментальных данных. Изд. 2-е. М.: Физический факультет МГУ. 2004. 44 с.

Мушкетов И.В., Орлов А.П. Каталог землетрясений Российской империи. Записки ИРГО. СПб. 1893. Т. 26. 582 с.

Никонов А.А. Новый этап познания сейсмичности восточно-Европейской платформы и ее обрамления // Докл. РАН. 2013. Т. 450. № 4. С. 465–469.

Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. / Н.В. Кондорская, Н.В. Шебалин. 1977. М.: Наука. 536 с.

Специализированный каталог землетрясений Северной Евразии с древнейших времен по 1995 г. / В.И. Уломов, Н.В. Кондорская.

[http://socrates.wdcd.ru.scetac⁵](http://socrates.wdcd.ru.scetac<sup>5</sup)

Степаненко Н.Я., Карданец В.Ю. Карпатское землетрясение 23 января 1838 г. (Макросейсмический каталог) // Бюллетень Института геологии и сейсмологии АНМ. 2013. № 1. С. 96–116.

Татевосян Р.Э., Мокрушина Н.Г. Использование современного сейсмического события для оценки магнитуды исторического землетрясения: Глубокое Карпатское землетрясение 26 октября 1802 г. // Физика Земли. 2004. № 6. С. 14–25.

Шебалин Н.В. Очаги сильных землетрясений на территории СССР. М. 1974. 53 с.

Albini P., Moroni A. (Editors). Materials of CEC Project Review of Historical Seismicity in Europe. CNR. Milano. 1994. V. 2. 254 p.

Bakun W.H., Scotti O. Regional intensity attenuation models for France and the estimation of magnitude and location of historical earthquakes // Geophys. J. Int. 2006. V. 164. P. 596–610.

Bakun W.H., Wentworth C. M. Estimating earthquake location and magnitude from seismic intensity data // Bulletin of the Seismological Society of America. 1997. V. 87. № 6. P. 1502–1521.

Constantin A.P., Pantea A., Stoica R. Vrancea (Romania) subcrustal earthquakes: historical sources and macroseismic intensity assessment // Romanian Reports in Physics. 2010. V. 56. № 5–6. 2010. P. 813–826.

Constantin A.P., Pantea A., Stoica R., Amarandei C., Stefan S. New data about historical earthquakes occurred on the Romanian territory // Romanian Reports in Physics. 2009. V. 54. № 1–2. P. 239–248.

International Seismological Centre. ISC-GEM Earthquake Catalogue. 2020.

<https://doi.org/10.31905/d808b825>

Laska W. Die Erdbeben Polens. Mitteilungen der Erdbeben-Commission der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien. Wien. 1902. V. VIII. 36 p.

Martinez-Solares J.M., Rodriges J.M. Catálogo sísmico de la Península Ibérica (880 a. C.-1900). Madrid. 2002. 253 p.

Michetti A.M., Esposito E., Guerrieri L., Porfido S., Serva L., Tatevossian R., Vittori E., Audermard F., Azuma T., Glade J., Comerci V., Gurpinar A., McCalpin J., Mohammadioun B., Morner N.A., Ota Y., Rogozhin E. Intensity scale ESI 2007. Memoire descrittive della carta geologica d'Italia / Guerrieri L., Vittori E. 2007. V. LXXIV. 53 p.

Réthly A. A Kärpätmedenček Földrenqesei 455-1918. Akad. Kiado. Budapest. 1952. 512p.

Rogozea M., Marvureanu G.H., Radulian M., Toma D. Re-evaluation of the macroseismic effects of the 23.01.1838 Vrancea earthquake // Romanian Reports in Physics. 2014. V. 66. № 2. P. 520–538.

Shebalin N.V., Leydecker G., Mokrushina N.G., Tatevossian R.E., Erteleva O.O., Vassiliev V.Yu. Earthquake Catalogue for Central and Southeastern Europe 342 BC-1990 AD – Final Report to Contract ETNU-CT 93-0087. 1998.

Stucchi M. (editor). 1993. Materials of CEC Project Review of Historical Seismicity in Europe. CNR. Milano. 1993. V. 1. 258 p.

Stucchi M., Rovida A., Gomez Capera A.A., Alexandre P., Camelbeeck T., Demircioglu P., Gasperini M.B., Kouskouna V., Musson R.M.W., Radulian M., Sesetyan K., Vilanova S., Baumont D., Bungum H., Fäh D., Lenhardt W., Makropoulos K., Martinez Solares J.M., Scotti O., Živčić M., Albini P., Baillo J., Papaioannou C., Tatevossian R., Locati M., Meletti C., Viganò D., Giardini D. The SHARE European Earthquake Catalogue (SHEEC) 1000–1899 // JOSE. 2012. <https://doi.org/10.1007/s10950-012-9335-2>

Tatevossian R. History of earthquake studies in Russia // Annals of Geophysics. 2004. V. 47. № 2–3. P. 811–830.

Tatevossian R., Albini P. Information background of 11th–15th centuries earthquakes located by the current catalogues in Vrancea (Romania). Natural Hazards. 2010. <https://doi.org/10.1007/s11069-009-9448-2>

⁵ Файл скачан в 2005 г.

1838 Deep Carpathian Earthquake

N. G. Mokrushina^{a,*}, R. E. Tatevossian^{a,}, and R. N. Vakarchuk^{a,***}**

^aSchmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123242 Russia

**e-mail: nina305@inbox.ru*

***e-mail: ruben@ifz.ru*

****e-mail: roman@ifz.ru*

Deep earthquakes occur in subduction zones – they play a key role in the global tectonic model. There are only a few places on the Earth where deep-focus seismicity is observed on the continents in small localized areas at a considerable distance from the present-day subduction zones, in particular in the Vrancea region of the Carpathians. The strongest deep Vrancea earthquakes are felt at a distance of over 1000 km. They essentially define the seismic hazard for the East European platform, where either there are no local focal zones or these zones have small magnitudes. Therefore, studying deep Carpathian earthquakes is very important for adequate assessment of seismic hazard for the East European platform. We assume that although the strongest deep Carpathian earthquakes have been studied quite fully and thoroughly, not all existing information has been exhausted. The search for previously unknown primary sources may reveal new information about the macroseismic effect and, consequently, lead to more reliable and accurate earthquake parameter evaluations. This article examines the 1838 deep Carpathian earthquake using the original descriptions from primary sources. The earthquake magnitude has been determined by means of a new approach based on minimizing the discrepancies between the calculated and observed shaking intensities at all localities. It is shown that the magnitude of the 1838 earthquake is underestimated in the published catalogs by about 0.5 unit. We believe that the main reason is that the previously used macroseismic data in the far-field zone are not sufficiently complete.

Keywords: Historical earthquakes, macroseismicity, macroseismic field equation, deep Carpathian earthquakes

УДК 539.4

НАНОТРЕЩИНЫ ПРИ РАЗРУШЕНИИ ОЛИГОКЛАЗА

© 2021 г. В. И. Веттегрень^{1,2,*}, А. В. Пономарев¹, Р. И. Мамалимов^{1,2}, И. П. Щербаков²

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

²Физико-технический институт им. А.Ф. Иоффе РАН, г. Санкт-Петербург, Россия

*E-mail: Victor.Vettegren@mail.ioffe.ru

Поступила в редакцию 31.05.2020 г.

После доработки 18.04.2021 г.

Принята к публикации 22.04.2021 г.

Получен спектр фрактолюминесценции (ФЛ) при разрушении поверхности олигоклаза. Анализ спектра показал, что при разрушении кристаллов образуются электронно-возбужденные свободные радикалы $\equiv\text{Si}-\text{O}^\bullet$ и ионы $\text{Fe}^{3+\bullet}$, а также ловушки электронов. ФЛ состояла из набора сигналов, интенсивность которых варьировала на порядок. Длительность сигналов – ≈ 50 нс, а интервал времени между ними изменялся от ≈ 0.1 до 1 мкс. Каждый сигнал содержал 4 максимума, образующихся при прорыве барьеров, препятствующих движению дислокаций по плоскостям скольжения. При таких прорывах образуются самые мелкие – “первичные” – трещины. Все остальные, более крупные трещины, образуются при слиянии “первичных”. Размеры “первичных” трещин заключены в пределах от ≈ 10 до 20 нм, а время их образования – 16 нс. Распределение трещин по размерам (площадям поверхности берегов) степенное. Показатель степени – 3.3.

Ключевые слова: фрактолюминесценция, “первичные” трещины, олигоклаз.

DOI: 10.31857/S0002333721060119

ВВЕДЕНИЕ

В горных породах динамику трещин исследовали методом акустической эмиссии [Журков и др., 1981; Lockner et al., 1992; Соболев, Пономарев, 2003]. Этот метод позволяет получить информацию о трещинах, размеры которых сравнимы с длиной акустических волн, и малочувствителен к трещинам, размеры которых меньше нескольких мкм.

Несколько лет назад для изучения более “мелких” трещин в горных породах начали использовать метод ФЛ [Веттегрень и др., 2020а; 2020б; 2021]. Метод основан на регистрации и анализе сигналов ФЛ, образующихся при разрушении кристаллов минералов.

Анализ сигналов, полученных с временным разрешением 2 нс, позволил зафиксировать моменты времени образования трещин, проследить за их ростом, торможением и остановкой при разрушении некоторых горных пород. Оказалось, что размеры трещин составляют от нескольких нм до нескольких десятков нм, а время с момента образования до остановки – несколько нс. Эти трещины, по-видимому, являются самыми мелкими – все более крупные трещины образуются при их слиянии. Поэтому они были названы “первичными” [Веттегрень и др., 2020а].

Однако до последнего времени было неясным как они образуются. Существует несколько моде-

лей образования “первичных” трещин в кристаллах металлов, согласно которым они возникают при прорыве барьеров, препятствующих движению дислокаций по плоскостям скольжения [Cottrell, 1964; Владимиров, 1984; Gottstein, 2004].

Анализ сигналов ФЛ при разрушении кварца и низкого альбита [Веттегрень и др., 2020а; 2020б; 2021] показал, что “первичные” трещины и в этих минералах образуются при разрушении таких барьеров.

Цель данной работы, используя метод ФЛ, исследовать механизм и динамику образования “первичных” трещин при разрушении олигоклаза, широко распространенного породообразующего минерала. Интерес к его исследованию вызван тем, что с одной стороны – олигоклаз представляет собой твердый раствор альбита и анортита [Бетехтин, 2008; Булах и др., 2008], а с другой – это кристалл с давно и хорошо известными параметрами кристаллической решетки [Phillips, 1971].

ОБЪЕКТ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Фотография исследованного образца олигоклаза показана на рис. 1. Исследования его разрушения проводили на лабораторной установке, описанной в работе [Веттегрень и др., 2020а]. С этой целью образец прижимали к стальному дис-



Рис. 1. Фотография изученного образца олигоклаза.

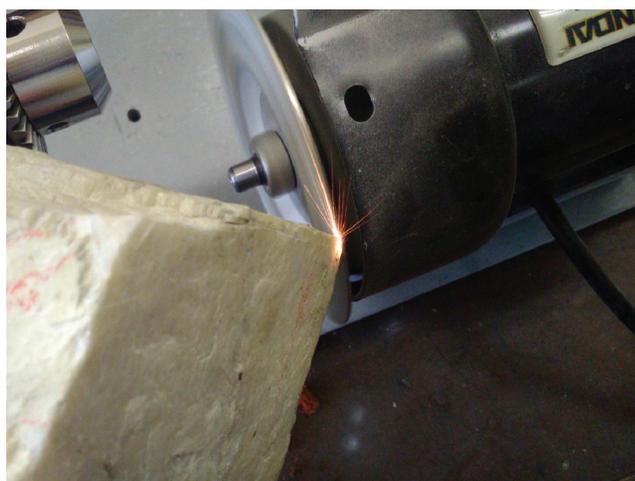


Рис. 2. ФЛ образца олигоклаза при разрушении образца.

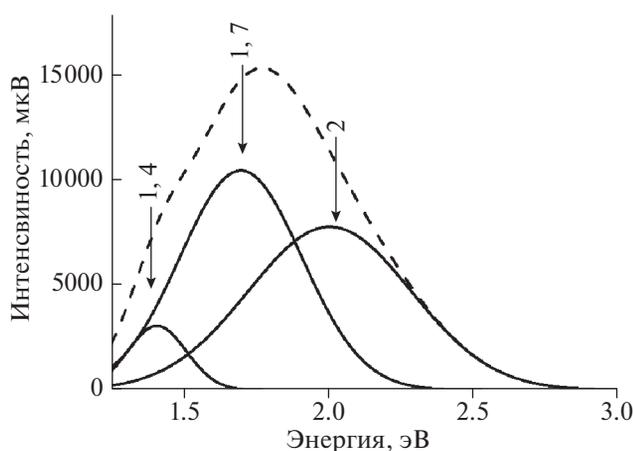


Рис. 3. Спектр ФЛ при разрушении олигоклаза. Сплошные линии – полосы ФЛ. Пунктирная линия суммарная полоса, образующаяся при их наложении.

ку с приклеенными к его поверхности микрокристаллами алмаза с размерами ≈ 7 мкм. Диск посажен на ось электромотора. При его включении диск начинал вращаться, и микрокристаллы алмаза разрушали поверхность. При разрушении возникла ФЛ (рис. 2), ее спектр регистрировали спектрометром AvaSpec-ULSi2048L-USB2 OE.

Для исследования временной зависимости сигналов ФЛ излучение кварцевой линзой фокусировалось на входное окно фотоэлектронного умножителя ФЭУ-136. Электрическое напряжение на его выходе подавалось на вход аналогового преобразователя АСК-3106 фирмы «АКТАКОМ» и с его выхода через каждые 2 нс записывалось в память компьютера.

СПЕКТР ФРАКТОЛЮМИНЕСЦЕНЦИИ ОЛИГОКЛАЗА

Анализ спектра ФЛ (рис. 3) показал, что наблюдаемая в нем полоса излучения образовалась при наложении друг на друга трех полос, имеющих гауссову форму – 1.4, 1.7 и 2 эВ. Полоса 2 эВ соответствует электронно-возбужденным свободным радикалам $\equiv\text{Si}-\text{O}\cdot$ [Götze, 2012], а 1.7 эВ – возбужденным ионам Fe^{3+} [Götze, 2012], замещающих ионы Si^{4+} в кристаллических ячейках олигоклаза. При разрушении горных пород образуются свободные электроны [Kawaguchi, 1988; Shuldiner, Zakrevskii, 1996], часть из которых попадает в зону проводимости и из нее – в пустые ловушки, образующиеся при разрушении кристалла олигоклаза. При заполнении ловушек в спектре ФЛ появляется еще один максимум – 1.4 эВ [Andersen et al., 2012; Baril, Huntley, 2003].

Каков же механизм образования возбужденных радикалов, ионов и ловушек электронов? Известно, что плагиоклазы содержат дислокации [Hull, Bacon, 2011; Shaoheng, Mainprice, 1988; Yongsheng, Hangrong, 2015]. Движение дислокаций в олигоклазе и кварце требует разрыва сильных Si-O-Si связей между атомами, поэтому при механических напряжениях, используемых при испытаниях на ползучесть, и температурах ниже 700°C в сухом олигоклазе дислокации не двигаются. Однако авторы работы [Trépiéd, Doukhan, 1978] обнаружили, что при механических напряжениях, развивающихся при индентировании кварца, дислокации в нем перемещаются на расстояние несколько мкм. Теоретические расчеты [Shavva, Grubiy, 2015] показывают, что при разрушении кристаллами алмаза поверхности других минералов тоже могут достигаться напряжения, вызывающие движение дислокаций. В местах пересечения плоскостей образуются барьеры, препятствующие их движению [Владимиров, 1984; Орлов, 1983]. При разрушении барьеров связи Si-O-Si разрываются, образуются возбужденные

свободные радикалы [Shuldiner, Zakrevskii, 1996] $\equiv\text{Si}-\text{O}^\bullet$, ионы Fe^{3+} и образуются свободные электроны.

При релаксации возбуждения этих радикалов и ионов, а также при заполнении ловушек электронов выделяется энергия в виде ФЛ.

МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ НАНОТРЕЩИН ПРИ РАЗРУШЕНИИ ОЛИГОКЛАЗА.

Кристалл олигоклаза имеет тригональную сингонию и 4 основных системы плоскостей скольжения дислокаций. Авторы [Shaocheng, Mainprice, 1988] с помощью просвечивающей электронной микроскопии исследовали деформацию при сжатии олигоклаза при температурах выше 850°C . Они обнаружили, что существует две плоскости скольжения дислокаций (010)[001] и (010)[100]. Одновременно была исследована [Kramer, 1988] деформация макрокристаллов олигоклаза также методом электронной микроскопии при температурах от 800 до 1000°C . Автор установил, что существует 4 системы плоскостей скольжения: (010)[001], (010)[101], (001)1/2[110] и (110)[001].

Согласно работам [Cottrell, 1964; Владимирова, 1984; Орлов, 1983], при пересечении четырех плоскостей скольжения образуются 4 барьера, препятствующие движению дислокаций. При их разрушении должны возникать четыре “первичные” трещины. В свою очередь, появление каждой трещины должно приводить к образованию максимума в сигналах ФЛ [Turro et al., 2010], а образование кластера из 4 трещин – к появлению 4 максимумов в них. Как уже говорилось выше, сигналы ФЛ действительно содержат 4 максимума (рис. 4). Этот результат позволяет интерпретировать каждый максимум как соответствующий образованию одной из четырех “первичных” трещин.

ДИНАМИКА СИГНАЛОВ ФЛ

Временная зависимость ФЛ состоит из набора сигналов, временной интервал между появлением которых изменяется в пределах от 0.1 до нескольких мкс несмотря на то, что скорость вращения диска, на поверхности которого наклеены алмазы, постоянна – 10 нм/нс. Ранее такого же вида временные зависимости наблюдались нами при разрушении их поверхности горных пород кварца, кварцевого диорита и др. минералов [Веттегрень и др., 2020а; 2020б; 2021]. Причина такого вида временной зависимости не ясна. Можно предположить, что дислокации в поверхностном слое минералов располагаются не непрерывно, а отдельными “клубками”. Механические напряжения в таких клубках могут вызывать движение и прорывы барьеров. При этом образуются “первичные” трещины, что и приводит к появлению сигналов ФЛ.

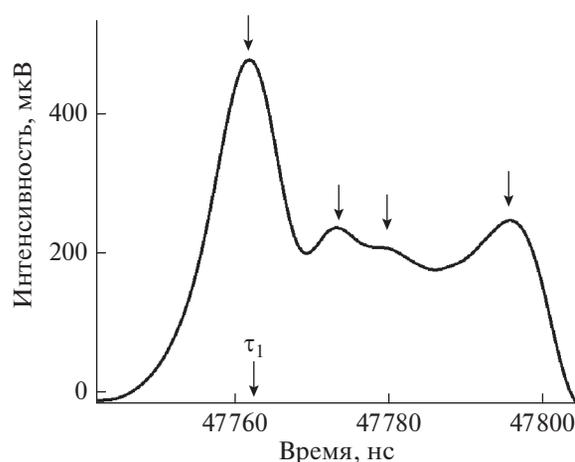


Рис. 4. Типичный сигнал ФЛ олигоклаза; τ_1 – время достижения максимальной интенсивности первого максимума.

Это предположение позволяет объяснить вид временной зависимости интенсивности сигналов ФЛ: интенсивность первого максимума в них в ≈ 2 раза больше, чем остальных трех максимумов. Сила, действующая на дислокации пропорциональна произведению $\cos\alpha \cdot \cos\beta$, где α и β – углы между направлением внешней силы, плоскостью скольжения и перпендикуляром к ней (фактор Шмида) [Шмид, Боас, 1938]. По-видимому, первый максимум в сигналах ФЛ соответствует трещинам, которые образуются при прорыве барьеров при пересечении плоскостей скольжения, величина $\cos\alpha \cdot \cos\beta$ для которых максимальна. Остальные сигналы соответствуют трещинам, образующимся при пересечении плоскостей, величина произведения $\cos\alpha \cdot \cos\beta$ для которых меньше и, поэтому их интенсивность тоже меньше.

Интенсивность максимумов в сигналах ФЛ пропорциональна суммарному числу источников излучения (т.е. возбужденных радикалов $\equiv\text{S}-\text{O}^\bullet$, ионов Fe^{3+} и ловушек электронов) на берегах трещин. Поэтому, исследуя временную зависимость интенсивности сигналов, можно было бы получить сведения о динамике роста трещин. Однако максимумы наложены друг на друга настолько сильно, что сделать это оказалось возможным только для первого из них (рис. 4). Действительно, при временах $t < \tau_1$, где τ_1 – время образования первого максимума, изменением его интенсивности (I_1) за счет наложения других максимумов можно пренебречь. Она зависит только от скорости двух процессов: с одной стороны – увеличивается из-за роста трещины, а с другой, уменьшается из-за уменьшения числа источников ФЛ из-за их “погасания” после выделения энергии в виде ФЛ.

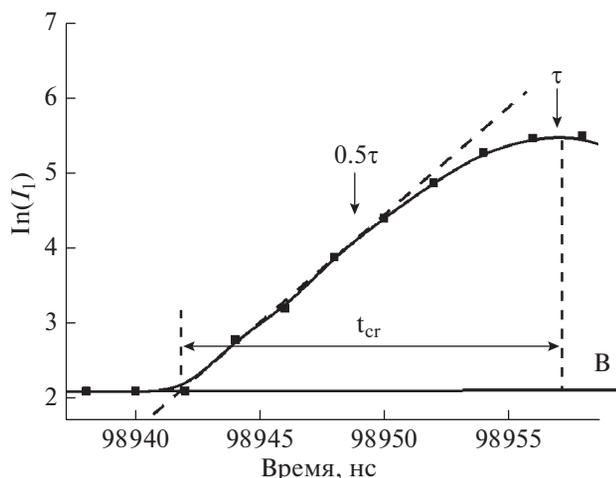


Рис. 5. Фрагмент зависимости логарифма интенсивности первого максимума (I_1) от времени.

В общем случае зависимость числа источников ФЛ — I_1 от времени t имеет вид [Эмануэль, Кнорре, 1984]:

$$I_1(t) = q[(N - n)\exp(k_i t) - n\exp(k_r t)],$$

где: N — исходное число источников ФЛ; n — число “погасших” источников; k_i и k_r — константы скоростей роста и уменьшения их числа (константы скоростей определяются как $k \equiv (dn/ndt)$).

При временах $t \leq 0.5\tau$ уменьшением интенсивности 1-го максимума из-за “погасания” источников ФЛ можно пренебречь и

$$I(t) \approx qN \exp(k_i t).$$

На рис. 5 в полулогарифмических координатах показан фрагмент начального участка временной зависимости интенсивности I_1 в произвольно выбранном сигнале, при разрушении поверхности олигоклаза. Видно, что зависимость интенсивности I_1 от времени t имеет вид:

$$\ln I_1(t) = B + \ln I_d(0) + k_i t, \quad (1)$$

где B — логарифм интенсивности шумового сигнала, $I_d(0)$ — интенсивность излучения при прорыве барьера и слиянии двух дислокаций.

Такая же линейная зависимость логарифма интенсивности первого максимума от времени наблюдалась и для других сигналов ФЛ при разрушении поверхности олигоклаза. Для определения k_i измеряли наклон b линейного участка этих зависимостей сигналов, интенсивность I_1 которых не меньше 54 мкВ. (При меньших значениях I_1 шум мешает уверенному определению величины наклона.) Оказалось, что при $I_1 = 54$ мкВ значение $k_i \approx 0.016$ нс⁻¹, а для сигналов, интенсив-

ность которых максимальна, — 570 мкВ, величина k_i в два раза больше — ≈ 0.03 нс⁻¹.

Интенсивность ФЛ пропорциональна числу источников излучения ФЛ поверхности берегов трещин. Поэтому из (1) следует важный вывод — площадь берегов “первичных” трещин S_{cr} растет экспоненциально от времени:

$$S_{cr}(t) = S_0 \exp k_i t, \quad (2)$$

где S_0 — площадь очага будущей “первичной” трещины при слиянии двух дислокаций.

Какова же причина подобного вида зависимости $S_{cr}(t)$? Вероятно, первые дислокации проходят через барьер, когда он только начинает разрушаться, сопротивление их слиянию еще значительно, и скорость зарождения “первичной” трещины мала. Затем, по мере увеличения степени разрушения барьера, скорость слияния дислокаций и роста “первичной” трещины растет. Когда барьер разрушен скорость скольжения дислокаций определяется только скоростью изменения внешней силы, т.е. скоростью движения кристаллов алмаза 10 м/с.

Оказалось, что время роста интенсивности первого максимума во всех сигналах не зависит от его интенсивности и составляет — $t_{cr} \approx (16 \pm 1)$ нс. Причина такого постоянства t_{cr} в настоящее время неизвестна. Тогда за 16 нс размер самых быстрых “первичных” трещин, достигнет ≈ 10 нм, а наиболее медленных — ≈ 5 нм.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СИГНАЛОВ ФЛ ПО ИНТЕНСИВНОСТИ

Распределение трещин при нагружении горных пород, ранее детально изучалась с помощью акустэмиссионных измерений. Было установлено, что зависимость количества акустических сигналов N от их амплитуды A , описывается степенной функцией [Lockner et al., 1991; Amitrano, 2003]:

$$N(>A) = aA^{-b},$$

где a и b — константы.

В сейсмологии такое же уравнение известно как закон Гутенберга–Рихтера [Gutenberg, Richter, 1954] и является одним из фундаментальных эмпирических соотношений в физике Земли, представляющим частоту возникновения землетрясений как функцию магнитуды M :

$$\lg N = a - bM,$$

где N — число землетрясений с магнитудой, превышающей M , a и b — константы, причем для распределения акустических сигналов $b \approx 1$.

Этот закон соблюдается от масштаба разрушений в миллиметры (для лабораторных экспериментов) до типичных в сейсмологии десятков километров [Wiemer, Wyss, 2002; Scholz, 2019].

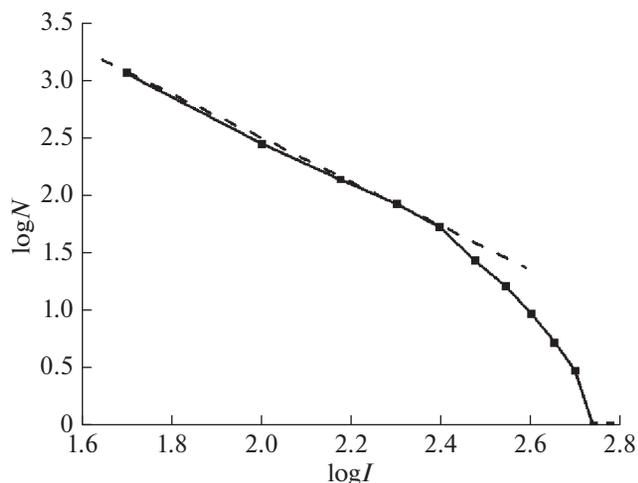


Рис. 6. Распределение интенсивностей первого максимума в сигналах ФЛ.

Представляет интерес выяснить, будет ли соблюдаться указанный скейлинг для нанометровых трещин в олигоклазе.

Поскольку интенсивность ФЛ пропорциональна площади поверхности трещин, мы полагаем, что она может служить энергетической характеристикой источника сигнала.

На рис. 6 в двойных логарифмических координатах показано распределение значений $\lg I_1$ первого максимума в 4000 сигналах ФЛ. Учитывались только те сигналы, интенсивность которых превышала уровень шума установки в два раза.

Видно, что в интервале значений $\lg I_1$ от 1.7 до 2.4 экспериментальные точки укладываются на прямую линию, т.е. распределение трещин имеет степенной вид

$$\lg N(I_1) = \lg N_0 - \beta \lg I_1,$$

где N_0 — опытный параметр, величина которого зависит от расположения приемника сигнала флюоресценции — ФЭУ, его чувствительности и т.п. В тоже время величина показателя β не зависит от этих параметров и равна (1.9 ± 0.2) . При значениях $\lg I_1$ больше 2.4 наблюдается отклонение от линейной зависимости.

Обращает на себя внимание, что значения β для нанотрещин больше, чем для распределения акустических сигналов и землетрясений ($\beta \approx 1$). Почему она больше — в настоящее время не ясно.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выше приведенные результаты показывают, что при разрушении поверхности кристалла олигоклаза образуются кластеры из 4 самых мелких (“первичных”) трещин, размер которых заключен в пределах от ≈ 5 до ≈ 10 нм. Предполагается,

что трещины образуются при разрушении барьеров, препятствующих скольжению дислокаций по плоскостям скольжения. Распределение трещин по размерам (площадям поверхности берегов трещин) подчиняется степенному закону с показателем степени $\beta = 1.9$.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант РФФИ № 20–05–00155а) и в рамках государственных заданий ИФЗ РАН и Физтех РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бетехтин А.Г. Курс минералогии. М.: Книжный дом “Университет”. 2008. 736 с.

Булах А.Г., Кривчев В.Г., Золотарев А.А. Общая минералогия. 4-е изд. М.: Академия. 2008. 416 с.

Веттегрень В.И., Пономарев А.В., Мамалимов Р.И., Щербаков И.П. Нанотрещины при разрушении кварца // Физика Земли. 2020а. № 6. С. 106–112.

Веттегрень В.И., Пономарев А.В., Кулик В.Б., Мамалимов Р.И., Щербаков И.П. Разрушение кварцевого диорита при трении // Геофизические исследования. 2020б. Т. 21. Вып. 4. С. 35–50. <https://doi.org/10.21455/gr2020.4-3>

Веттегрень В.И., Кадомцев А.Г., Щербаков И.П., Мамалимов Р.И. Фракто- и фотолюминесценция кварца при разрушении // Физика твердого тела. 2021. Т. 63. № 8. С. 1120–1125. <https://doi.org/10.21883/FTT.2021.08.51165.060>

Журков С.Н., Куксенко В.С., Петров В.А. Физические основы прогнозирования механического разрушения // Докл. АН СССР. 1981. Т. 259. № 6. С. 1350–1353.

Владимиров В.И. Физическая природа разрушения металлов. М.: Металлургия. 1984. 280 с.

Орлов А.Н. Введение в теорию дефектов в кристаллах. М.: Высшая школа. 1983. 144 с.

Петров В.А., Башкарев А.Я., Веттегрень В.И. Физические основы прогнозирования долговечности конструкционных материалов. СПб.: Политехника. 1993. 475 с.

Регель В.Р., Слуцкер А.И., Томашевский Э.Е. Кинетическая природа прочности твердых тел. М.: Наука. 1974. 560 с.

Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука. 2003. 270 с.

Черемской П.Г., Слезов В.В., Бетехтин В.И. Поры в твердом теле. М.: Энергоатомиздат. 1990. 376 с.

Шмид Е., Боас В., Пластичность кристаллов, в особенности металлических. М.: ГОНТИ НКТП. 1938. 316 с.

Эмануэль Н.М., Кнорре Д.Г. Курс химической кинетики. М.: Высш. шк. 1984. 463 с.

Andersen T., Jain M., Tidemand-Lichtenberg P. Red-IR stimulated luminescence in K-feldspar: Single or multiple trap origin? // J. Appl. Phys. 2012. V. 112. P. 043507.

- Baril M.R., Huntley D.J.* Optical excitation spectra of trapped electrons in irradiated feldspars // *J. Phys.: Condens. Matter*. 2003. V. 15. P. 8029–8048.
- Cottrell A.H.* Theory of Crystal Dislocations. N.Y.: Gordon and Breach. 1964. 91 p.
- Götze J.* Application of Cathodoluminescence, Microscopy and Spectroscopy in Geosciences // *Microsc. and Microanal.* 2012. V. 18. P. 1270–1284.
- Gottstein G.* Physical Foundations of Materials Science. Berlin: Springer. 2004. 502 p.
- Kawaguchi Y.* Fractoluminescence spectra in crystalline quartz // *Jpn. J. Appl. Phys.* 1998. V. 37. P. 1892–1896.
- Kramer M.J.* Experimentally induced deformation mechanisms in single crystal sodic plagioclase. Retrospective. Theses and Dissertations. 8785. 1988. 133 p.
- Lockner D.A., Byerlee J.D., Kuksenko V., Ponomarev V., Sidorin A.* Observations of quasi-static fault growth from acoustic emissions. *Fault Mechanics and Transport Properties of Rocks* / Evans B., Wong T.F. L.: Academic Press, 1992. P. 3–31.
- Phillips M.W., Colville A.A., Ribbe P.H.* The crystal structures of two oligoclases: a comparison with low and high albite // *Zeitschrift für Kristallographie*. 1971. V. 133. P. 43–65.
- Shayva M.A., Grubiy S.V.* Cutting forces calculation at diamond grinding of brittle materials // *Appl. Mech. and Materials*. 2015. V. 770. P. 163–168.
- Shaocheng Ji, Mainprice D.* Natural deformation fabrics of plagioclase: implications for slip systems and seismic anisotropy // *Tectonophysics*. 1988. V. 147. P. 145–163.
- Shuldiner A.V., Zakrevskii V.A.* On the mechanism of deformation-induced destruction of colour centres // *Radiation Protection Dosimetry*. 1996. V. 65. № 1–4. P. 113–116.
- Trépiéd L., Doukhan J.C.* Transmission electron microscopy study of quartz single crystals deformed at room temperature and atmospheric pressure by indentations // *J. Physique Lett. Edp sciences*. 1982. V. 43. № 3. 77–81.
- Turro N.J., Ramamwite V., Scaiano J.C.* Modern Molecular Photochemistry. Columbia University: University Sci. Press. 2010. 1085 p.

Nanocracks upon Fracture of Oligoclase

V. I. Vettegren^{a,b,*}, A. V. Ponomarev^a, R. I. Mamalimov^{a,b}, and I. P. Shcherbakov^b

^a*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123242 Russia*

^b*Ioffe Physical Technical Institute, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, 194021 Russia*

*e-mail: Victor.Vettegren@mail.ioffe.ru

The spectrum of fractoluminescence (FL) upon fracture of the surface of oligoclase is obtained. The analysis of the spectrum has shown that fracture of crystals leads to the formation of electronically excited free radicals $\equiv\text{Si}-\text{O}^{\bullet}$ and $\text{Fe}^{3+\bullet}$ ions as well as electron traps. FL consisted of a set of the signals with the intensities varying by an order of magnitude. The duration of the signals was ~ 50 ns and the time interval between them varied from ~ 0.1 to 1 μs . Each signal contained four maxima associated with the destruction of barriers preventing the motion of dislocations along the sliding planes. These breakthroughs cause the formation of the smallest (“primary”) cracks. All other, larger cracks are formed by the coalescence of the “primary” cracks. The sizes of “primary” cracks range from ~ 10 to 20 nm and the time of their formation is 16 ns. The distribution of cracks by size (surface areas of crack walls) is power law with the exponent -3.3 .

Keywords: fractoluminescence, “primary” cracks, oligoclase

УЛЬТРАНИЗКАЯ НАПРЯЖЕННОСТЬ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В ДЕВОНЕ ПО ПОРОДАМ ЮЖНОГО УРАЛА

© 2021 г. В. В. Щербакова^{1,*}, Г. В. Жидков¹, В. П. Щербаков¹, И. В. Голованова²,
К. Н. Данукалов², Р. Ю. Сальманова²

¹ГО “Борок” ИФЗ РАН им О.Ю. Шмидта РАН, п. Борок, Ярославская обл., Россия

²Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа, Россия

*E-mail: valia@borok.yar.ru

Поступила в редакцию 05.02.2021 г.

После доработки 18.04.2021 г.

Принята к публикации 18.04.2021 г.

С целью определения интенсивности магнитного поля Земли в девоне изучена коллекция пород баймак-бурибаевской свиты бурибайского вулканического комплекса в Западно-Магнитогорской зоне – Южный Урал, разрез Хворостянка. Возраст комплекса датируется по конодонтовой фауне поздним эмсом раннего девона (D_1e_2 , 408–393 млн лет). Выполнен полный комплекс экспериментов по изучению магнитных и термомагнитных свойств пород и оценке доменной структуры магнитных зерен, проведены микромагнитные и рентгеновские исследования. Показано, что носителями характеристической компоненты природной намагниченности являются одно- и малые псевдооднородные зерна. Палеонапряженность (B_{anc}) определялась методом Телье–Козэ и экспресс-методом Вилсона. На 8 образцах (24 дублях) из двух сайтов получены ультранизкие значения $B_{anc} = (2.01–7.07)$ мкТл. Среднее значение виртуального дипольного момента (VDM) для обоих сайтов близко друг к другу и составляет $\approx 1 \times 10^{22}$ Ам², что почти на порядок величины меньше его современного значения 8×10^{22} Ам². Новые определения B_{anc} подтверждают гипотезу о существовании периода очень слабого поля в девоне, что вновь поднимает вопросы о времени образования твердого ядра Земли и геометрии геомагнитного поля в периоды очень слабой его интенсивности. Новые определения B_{anc} находятся в согласии с уже имеющимися данными по палеонапряженности в девоне, указывая на большую вероятность существования в это время длительного периода слабого поля, интенсивность которого близка к интенсивности недипольных компонент современного поля. Это обстоятельство ставит вопрос о реальной геометрии поля в то время – носило ли оно дипольный или мультипольный характер?

Ключевые слова: палеонапряженность, метод Телье, девон, ультранизкое поле, Южный Урал, время образования твердого ядра.

DOI: 10.31857/S000233721060077

ВВЕДЕНИЕ

Физические процессы, происходящие в глубинных оболочках Земли, влияют на работу геодинамо и смену его режимов, и это находит свое отражение в поведении базовых характеристик геомагнитного поля, наблюдаемых на поверхности Земли: его интенсивности и пространственной конфигурации. Очевидно, что реконструкция поведения этих параметров на протяжении геологического времени является критически важной для понимания эволюции ядра Земли. К тому же вопрос о соответствии магнитного поля Земли на протяжении, как минимум, фанерозоя, полю центрального осевого диполя, является принципиальным для оценки надежности палеотектонических реконструкций.

К сожалению, из-за дефицита экспериментальных данных и очень неравномерного распределения их во времени, определение ключевых характеристик геомагнитного поля для различных геологических эпох остается актуальной, но далеко не решенной задачей. Имеются периоды, в частности, девонский (419–359 млн лет назад), для которых сведений о палеонапряженности магнитного поля крайне мало, а те данные, которые имеются, указывают на очень необычное, аномальное его поведение.

Первые палеомагнитные исследования на нижнедевонских породах “Old Red Sandstone” (ORS) Шотландии [Creer, Embleton, 1967] показали наличие в их палеомагнитной записи двух палеомагнитных направлений – DI и DII. Для их объяснения была предложена гипотеза, согласно

которой направление D1 соответствует пермско-каменноугольному перемагничиванию, а направление DII рассматривается как первичное девонское и находится в согласии с палеоклиматическими зонами Восточно-Европейской платформы. Но, помимо D1 и DII, в рассматриваемых породах были обнаружены и другие стабильные направления естественной остаточной намагниченности прямой и обратной полярности, которые интерпретировались как переходные к DII [Creag 1968; Храмов и др., 1974]. Из последующих исследований девонских пород Северной Америки и Евразии следовало, что проблема получения истинного девонского полюса является глобальной [Kono, 1979; Latham, Briden, 1975; Jackson et al., 1988; Храмов и др., 1974; Smethurst, Khramov, 1992; Орлова, 1992; Torsvik, 1985; и др.]. “Практически во всех регионах мира в девонских породах фиксируется сложный характер палеомагнитной записи и, как следствие, многовариантность ее интерпретации” [Шацилло, Павлов, 2019].

О поведении в девоне другой важнейшей характеристики поля — напряженности — известно немного. В базах данных по палеонапряженности [Мировая..., 2019; Absolute..., 2015] представлено немногим больше 10 статей, в которых имеются оценки палеонапряженности для соответствующего времени. Исследования выполнены на разных типах горных пород (габбро, обожженные туфы, аргиллиты, порфириды) Азии, Северной Америки и Европы и с использованием разных процедур (Шоу, Ван—Зийла, Вилсона, Телье—Телье, микроволновой). Большая часть результатов указывает на низкие и крайне низкие значения величины геомагнитного поля в девонское время. К сожалению, имеющихся данных по палеонапряженности крайне мало, половина из них получена устаревшими методами, и они, как правило, не удовлетворяют современным критериям надежности. Поэтому получение новых достоверных определений величины палеонапряженности для девона является актуальной задачей.

В данной работе мы представляем результаты определения B_{anc} на коллекции нижнедевонских пород, отобранных на Южном Урале.

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Представления разных авторов о развитии Урала по большинству основных проблем, например, о взаимных перемещениях островных дуг и Восточно-Европейской платформы, времени и характере их коллизии и т. п., сильно различаются. Решение многих проблем возможно с помощью палеомагнитных данных, но немногочисленные данные для толщ девонского возраста Магнитогорской зоны и западного склона Южного Урала [Данукалов и др., 1983; Буртман и др., 2000; Петров, Свяжина, 2006] или получены до

1990 г. и не отвечают современным методическим требованиям, или противоречивы. Чтобы иметь палеомагнитные определения, удовлетворяющие современным требованиям, сотрудниками Института геологии УФИЦ РАН был предпринят отбор представительной коллекции образцов девонского возраста в западной части Магнитогорской зоны и западной части Южного Урала (рис. 1).

Основные результаты палеомагнитных исследований этой коллекции уже опубликованы [Голованова и др., 2018а; 2018б]. При дальнейшей работе коллекция была дополнена, и все данные обработаны заново. По их результатам была отобрана небольшая группа образцов, перспективных для определения палеонапряженности (конкретно — из разреза Хворостянка, сайты P3385, P4798 и P4815, рис. 1), и с этой целью передана в ГО “Борок” ИФЗ РАН. Здесь мы приведем краткое изложение палеомагнитных результатов, необходимых для последовательного изложения экспериментов по определению B_{anc} .

Объект

В разрезе Хворостянка обнажены вулканиты нижней подсвиты баймак-бурибаевской свиты (D_{1e_2}) бурибайского вулканического комплекса Западно-Магнитогорской зоны (ЗМЗ). Бурибайский вулканический комплекс датирован по конodontовой фауне поздним эмсом раннего девона (408–393 млн лет) [Косарев и др., 2014] и состоит из трех толщ: нижней долерит-базальтовой умеренно-щелочной натриевой серии, средней пиллоу-базальтовой бонинитовой серии, верхней существенно кислой пирокластической. Суммарная мощность комплекса составляет более 1000 м, мощность средней толщи, из которой были отобраны большинство проб, составляет около 700 м. Из разных разрезов всего было отобрано и изучено около 800 образцов.

Образцы, по одному из всех штUFFов, были подвергнуты ступенчатому (до 20 шагов) температурному размагничиванию вплоть до 700°C. Примеры температурной чистки образцов из разреза Хворостянка, сайты P4798, 34802 и P4815, приведены на рис. 2.

Высокотемпературная характеристическая (ChRM) компонента намагниченности, иногда биполярная, выделена в образцах основных эффузивов большинства изученных разрезов, в том числе на участке Хворостянка (рис. 2).

Результаты

Общее среднее направление по всем изученным 27 сайтам девонского возраста [Голованова и др., 2018а] в древней системе координат составляет $D = 253.5^\circ$, $I = 0.3^\circ$, $k = 19.4$, $\alpha_{95} = 6.5^\circ$, что не-

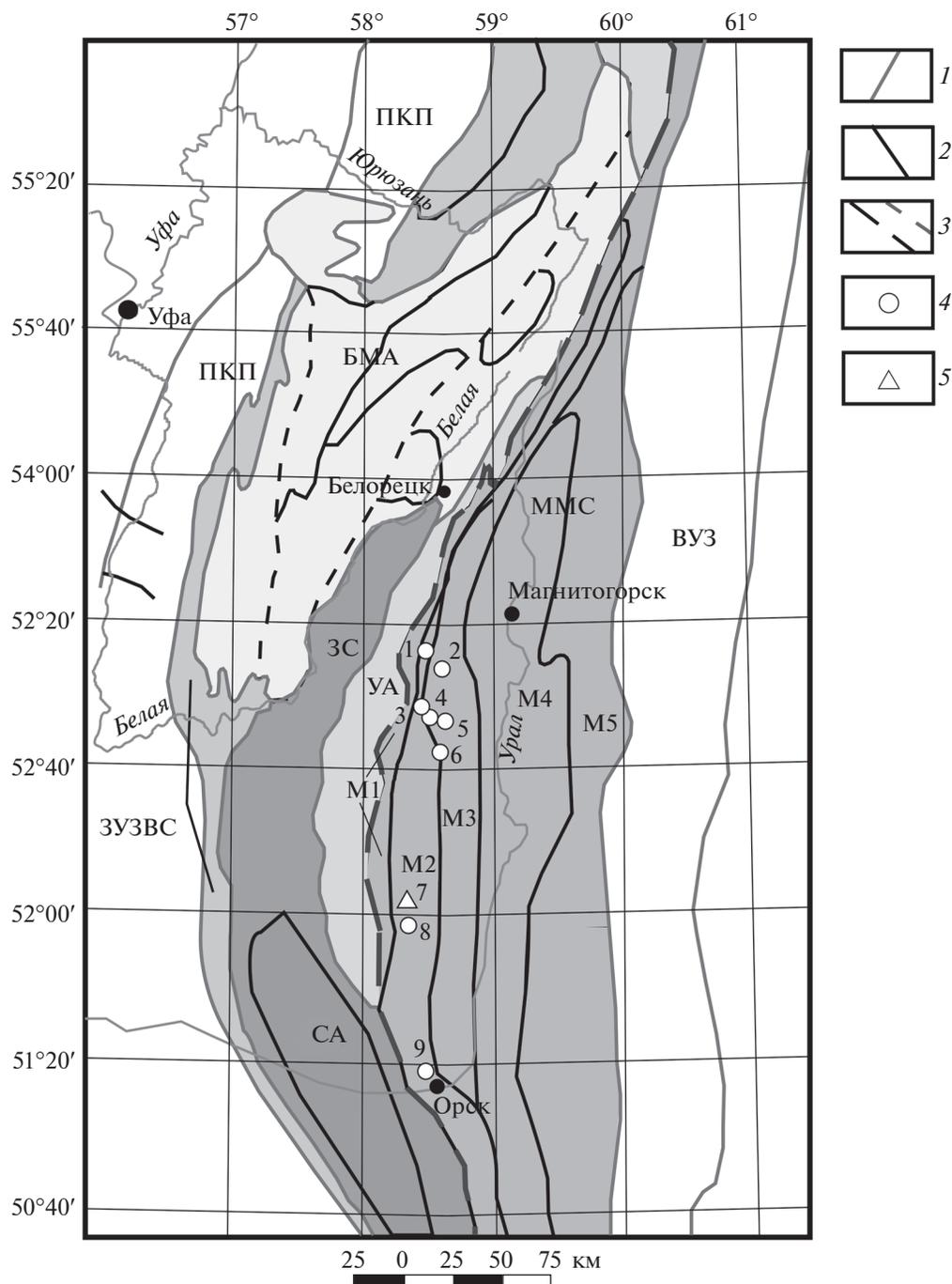


Рис. 1. Упрощенная структурно-тектоническая карта Южного Урала с указанием точек отбора образцов. Условные обозначения и сокращения: 1 – граница между структурами 1 порядка; 2 – граница между структурами 2 порядка; 3 – крупнейшие тектонические разломы; толстым пунктиром показан Главный Уральский разлом; 4 – положение всех опробованных разрезов девонского возраста, пронумерованных по работе [Голованова и др., 2018a]; 5 – положение разреза Хворостянка. Обозначения на карте: ПКП – Предуральский краевой прогиб; ЗУЗВС – Западно-Уральская зона внешней складчатости; БМА – Башкирский мегантиклинорий; ЗС – Зилаирский синклиний; УА – Уралтауский антиклинорий; ГУР – Главный Уральский разлом; ММС – Магнитогорский мегасинклиний; М1 – Вознесенско-Присакмарская зона; М2, М3 – Западно-Магнитогорская зона; М2 – Ирендыкская подзона; М3 – Кизило-Уртымская подзона; М4 – Центрально-Магнитогорская зона; М5 – Восточно-Магнитогорская зона; ВУЗ – Восточно-Уральская зона.

плохо согласуется с опубликованными результатами палеомагнитного изучения девонских пород Магнитогорской зоны на участке Сибай [Буртман

и др., 2000]. Тест обращения [McFadden, McElhinny, 1990] для высокотемпературной компоненты положительный, класс С, $\gamma/\gamma_{кр} = 9.2^\circ/18.4^\circ$. Средние

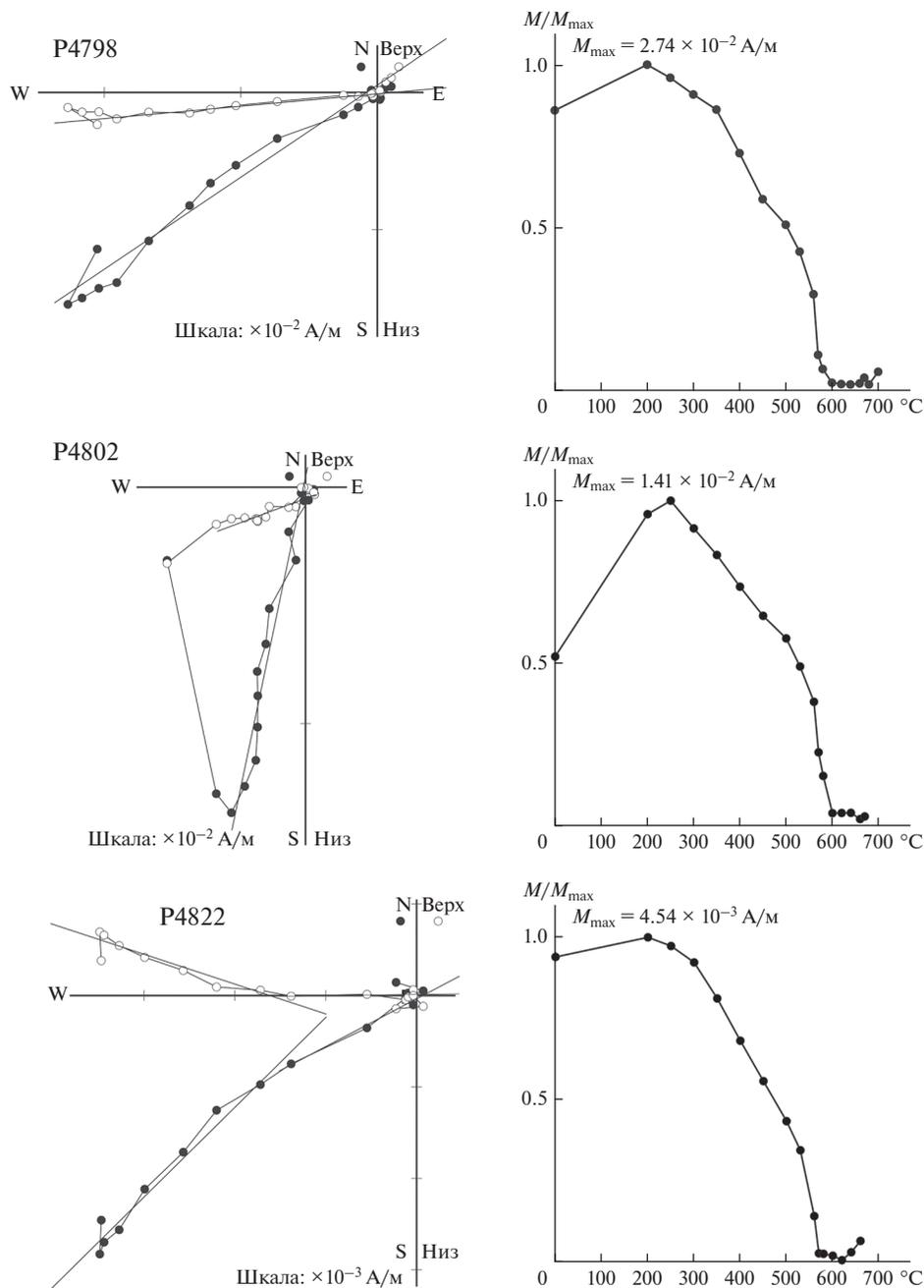


Рис. 2. Примеры температурной чистки образцов из разреза Хворостянка, левый ряд – диаграммы Зийдервелда, правый ряд – нормализованные кривые разрушения природной намагниченности. Образцы P4798, P4802 – сайт P4797, P4822 – сайт P4815. Стратиграфическая система координат.

по всем сайтам направления значительно лучше группируются в древней системе координат ($k_g = 10.2$, $\alpha_{95g} = 9.2^\circ$, $k_s = 19.4$, $\alpha_{95s} = 6.5^\circ$). Тест складки, выполненный в модификации direction-coagestion Р. Энкина [Enkin, 2003], дает положительный результат (DC slope: 0.839 ± 0.220), т.е. высокотемпературная компонента намагниченности доскладчатая. Все это позволяет считать выделенную высокотемпературную компоненту намагниченности первичной.

По 14 сайтам из разреза Хворостянка среднее направление в древней системе координат составляет $D = 242.2^\circ$, $I = 3.9^\circ$, $k = 32.9$, $\alpha_{95} = 7.0^\circ$ (рис. 3) [Голованова и др., 2018а; 2018б].

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПАЛЕОНАПРЯЖЕННОСТИ

Коллекция образцов, переданных в ГО “Борок” для определения палеонапряженности, содержала 18 (5 + 7 + 6 шт.) неориентированных обрезков

штуфов, представляющих три сайта разреза Хворостянка ($52^{\circ}06'$ с. ш., $58^{\circ}08'$ в. д.). Из них для дальнейших экспериментов выпиливались кубические образцы с ребром 1 см. Успешными для определения B_{anc} оказались породы двух сайтов разреза Хворостянка: P4798 и P4815. Они будут обсуждаться ниже.

Методы

Экспериментальный процесс по определению B_{anc} включал в себя обширный комплекс исследований магнитных и термомагнитных свойств пород. Чтобы оценить температурную стабильность образцов и определить их температуру Кюри T_C , во внешнем магнитном поле 0.45 Тл снимались серии кривых $M_s(T)$ при последовательных нагревах образцов до T_i : (100, 200, 300, 400, 500, 600)°С с использованием магнитных весов конструкции Ю. К. Виноградова (ГО “Борок”). На дублях образцов снимались петли гистерезиса, по ним определялись намагниченность насыщения M_s , остаточная намагниченность насыщения M_{rs} , коэрцитивная сила B_c и остаточная коэрцитивная сила B_{cr} . По этим данным рассчитывались отношения M_{rs}/M_s и B_{cr}/B_c и строилась диаграмма Дэй [Day et al., 1977], по которой оценивалась доменная структура (ДС) магнитных зерен – носителей остаточной намагниченности. Измерения магнитных параметров выполнялись на приборе VFTB (Petersen Instruments). Для оценки ДС использовался также термомагнитный критерий [Большаков, Щербакова, 1979; Shcherbakova et al., 2000], по которому оцениваются хвосты $pTRM$. Выполнялись также необходимые микроструктурные и рентгеноструктурные исследования. Описанный комплекс экспериментальных исследований направлен на получение определений B_{anc} , удовлетворяющих современным критериям их надежности.

Определения B_{anc} делались по наиболее надежному методу Телье в версии Коэ [Thellier, Thellier, 1959; Сое, 1967] (первый шаг – нагрев до T_i , охлаждение до комнатной температуры T_0 – в нулевом поле, второй шаг – нагрев до T_i в нулевом поле, охлаждение в лабораторном поле B_{lab} , весь цикл – в воздушной атмосфере). Для контроля изменений ферромагнитного состава через каждые два температурных шага делались повторные нагревы до более низких температур (процедура “чек-точек $pTRM$ ”) [Prévoit et al., 1985]. Полный цикл Телье включал 8–14 двукратных нагревов до последовательно возрастающих температур T_i , в зависимости от поведения природной остаточной намагниченности (NRM) образцов, и 4–7 чек-точек $pTRM$. Чтобы улучшить статистику и повысить надежность получаемых результатов, в экс-

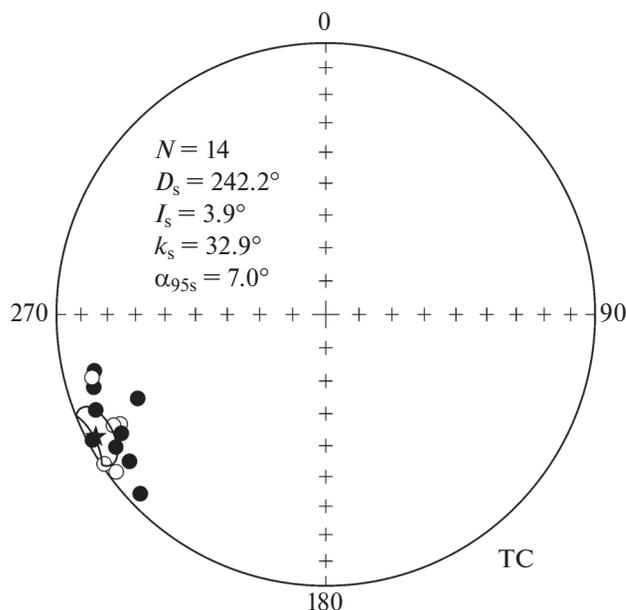


Рис. 3. Стереодиаграмма направлений по 14 сайтам разреза Хворостянка в древней системе координат.

периментах использовались несколько дублей образцов из одного штуфа. Лабораторная намагниченность (TRM) создавалась в лабораторном поле B_{lab} , равном 10 или 5 мкТл.

Эксперименты выполнялись в экранированной печи с остаточным полем внутри нее ~ 100 нТл и, частично, в вибрационном двухкомпонентном термомагнитометре 2D-VSM. Магнитометр 2D-VSM (ГО “Борок”) позволяет выполнять процедуру Телье по заданной программе при измерении двух горизонтальных компонент остаточной намагниченности образца. Чувствительность прибора 2×10^{-9} Ам², максимальное доступное внешнее поле – 0.2 мТл, остаточное поле < 100 нТл. Чтобы свести к минимуму возможные ошибки из-за потери при измерении одной компоненты намагниченности, вначале на кубике выполнялись измерения NRM в 3-х плоскостях, после чего он укреплялся в держателе термомагнитометра так, чтобы в горизонтальной плоскости были 2 самые сильные компоненты. По оценкам, ошибка измерения полной NRM при этом не превышает 10%. Измерения остаточной намагниченности в процессе экспериментов, проводимых в малой печи, выполнялись на спин-магнитометре JR-6 (AGICO) (чувствительностью 2×10^{-10} Ам²). Отметим, что результаты определения B_{anc} на дублях образцов, которые прошли процедуру Телье–Коэ в малой печи и на 2-х-компонентном магнитометре, практически не различаются. На дублях всех образцов выполнялся также экспресс-метод Вилсона, в котором сравниваются на предмет подобия кривые разрушения температурой двух на-

магнитностей: $NRM(T)$ и лабораторной $TRM(T)$. Этот метод, в случае подобия обозначенных кривых, служит сильным доводом в пользу термоостаточной природы остаточной намагниченности исследуемых образцов и позволяет сделать экспресс-оценку B_{anc} . Как правило, оценки поля B_{anc} , полученные на дублях одного образца двумя методами – Телье–Коэ и Вилсона – были близки друг к другу.

Магнитные и термомагнитные свойства пород

Определенные трудности в исследовании данной коллекции представляет то обстоятельство, что все образцы сайтов P4798 и P4815 оказались слабомагнитными. На сериях кривых $M_{si}(T)$ хорошо видно присутствие заметной парамагнитной составляющей, которая сильно уплощает кривые $M_{si}(T)$ (рис. 4, а1) и даже делает их вогнутыми (рис. 4, б1). Соответственно, при нагреве до $T = 700^\circ\text{C}$ на этих кривых виден заметный парамагнитный “хвост”. Вместе с тем, на приведенных рисунках (рис. 4, а1–б1) видно, что кривые $M_{si}(T)$ мало изменяются в процессе нагревов, что указывает на устойчивость к нагревам ферромагнитной составляющей изучаемых пород. Температура Юри определялась по максимуму первой производной [Fabian et al., 2013], на всех образцах она оказалась близкой к магнетитовой $T_C \cong 580^\circ\text{C}$.

На петлях гистерезиса также доминирует парамагнитная составляющая (рис. 4, а2–б2). Измерения гистерезисных параметров показали, что репрезентативные точки параметров M_r/M_s и B_{cr}/B_c образцов обоих сайтов (P4797 и P4815) на диаграмме Дзя (рис. 4в) находятся в области малых псевдооднородных (ПОД) и однодоменных (ОД) размеров зерен. Оценка доменной структуры по термомагнитному критерию представлена на рис. 4 (а3–б3, а4–б4), где для двух образцов (по одному из каждого сайта) приведены кривые размагничивания двух $pTRM$, созданных в интервалах: низкотемпературном ($450-T_0$) $^\circ\text{C}$ (рис. 4, а3–б3) и высокотемпературном ($540-450$) $^\circ\text{C}$, по которому оценивалась величина B_{anc} (рис. 4, а4–б4). Легко видеть, что у образца P4798 (сайт P4797, рис. 4, а3–а4) обе $pTRM$ вообще не обнаруживают “хвостов”, т.е. фиксируется чисто однодоменное поведение. У образца P4822 (сайт P4815) (рис. 4, б3–б4) у обеих $pTRM$ видны минимальные по значению “хвосты” (<5–3%), что указывает на поведение, близкое к ОД. Таким образом, оба метода оценки ДС (диаграмма Дзя и термомагнитный) указывают на ОД- и/или малый ПОД- размер магнитных зерен, которые, как известно, являются наиболее надежными носителями остаточной намагниченности.

Сделанные выше выводы подтверждаются электронномикроскопическими и рентгеногра-

фическими исследованиями. На рис. 5 представлены микрофотографии образца P4808, на которой видны очень мелкие зерна магнитной фракции размером от 0.1 до 5 микрон, запечатанные в силикатной матрице. Микрозондовый анализ показал, что зерна представляют из себя магнетит с небольшими примесями. Анализ дифрактограмм также указал на присутствие в образцах магнетита (значение параметра элементарной ячейки магнетита близко к стехиометрическому $a_0 \approx 0.839$ нм). В совокупности это позволяет утверждать, что магнетит в образце представлен очень мелкими зернами, рассеянными в силикатной матрице. Согласно работе [Tarduno et al., 2006], выпадение магнетита из силикатной матрицы происходит при температурах, превышающих T_C этого минерала. Отсюда следует, что NRM с большой вероятностью имеет термоостаточную природу, при этом зерна, запечатанные в силикатной матрице, надежно защищены от последующих химических и структурных изменений, что обеспечивает хорошую сохранность палеомагнитной записи.

Анализ и селекция результатов

В палеомагнитной литературе на сегодняшний день разработан и рекомендуется к использованию целый ряд количественных и качественных критериев оценки результатов определения величины палеонапряженности, наиболее важные из которых перечислены далее. Для оценки результата B_{anc} по диаграмме Араи–Нагата, построенной по измерениям процедуры Телье, вводятся следующие параметры: T_1-T_2 ($T_1 < T_2$) – температурный интервал, в котором проводилась оценка древнего поля (далее “*fit*-интервал”); N_p – число точек в этом интервале; g – “*gap*-фактор”, показатель равномерности уменьшения NRM , стремится от 0 к 1 при росте числа N_p и равномерности; q – показатель “качества” определения, объединяет в себе показатели b, f, g и σ_b ($q = fg|b|/\sigma_b$) [Coe et al., 1978]; f – рассматриваемая доля (фракция, сегмент) NRM в пределах T_1-T_2 , которая берется по отношению к значению NRM в точке пересечения аппроксимирующей прямой линии (далее – “*fit*-линии”) и оси ординат; b – тангенс угла наклона *fit*-линии; σ_b – стандартная ошибка тангенса угла наклона; $\sigma(B_{anc})$ – стандартная ошибка определения палеонапряженности; β – мера разброса точек относительно *fit*-линии, равна отношению $\sigma(B_{anc})$ к абсолютному значению B_{anc} ; $FRAC$ – доля (фракция) векторной суммы изменений NRM в пределах T_1-T_2 относительно векторной суммы изменений NRM в пределах всего температурного интервала размагничивания [Shaag, Tauxe, 2013]; $\delta(CK)$ – отношение максимального абсолютного значения отклонений чек-точек в пределах $T < T_2$ к значению TRM при пересечении *fit*-линии и оси

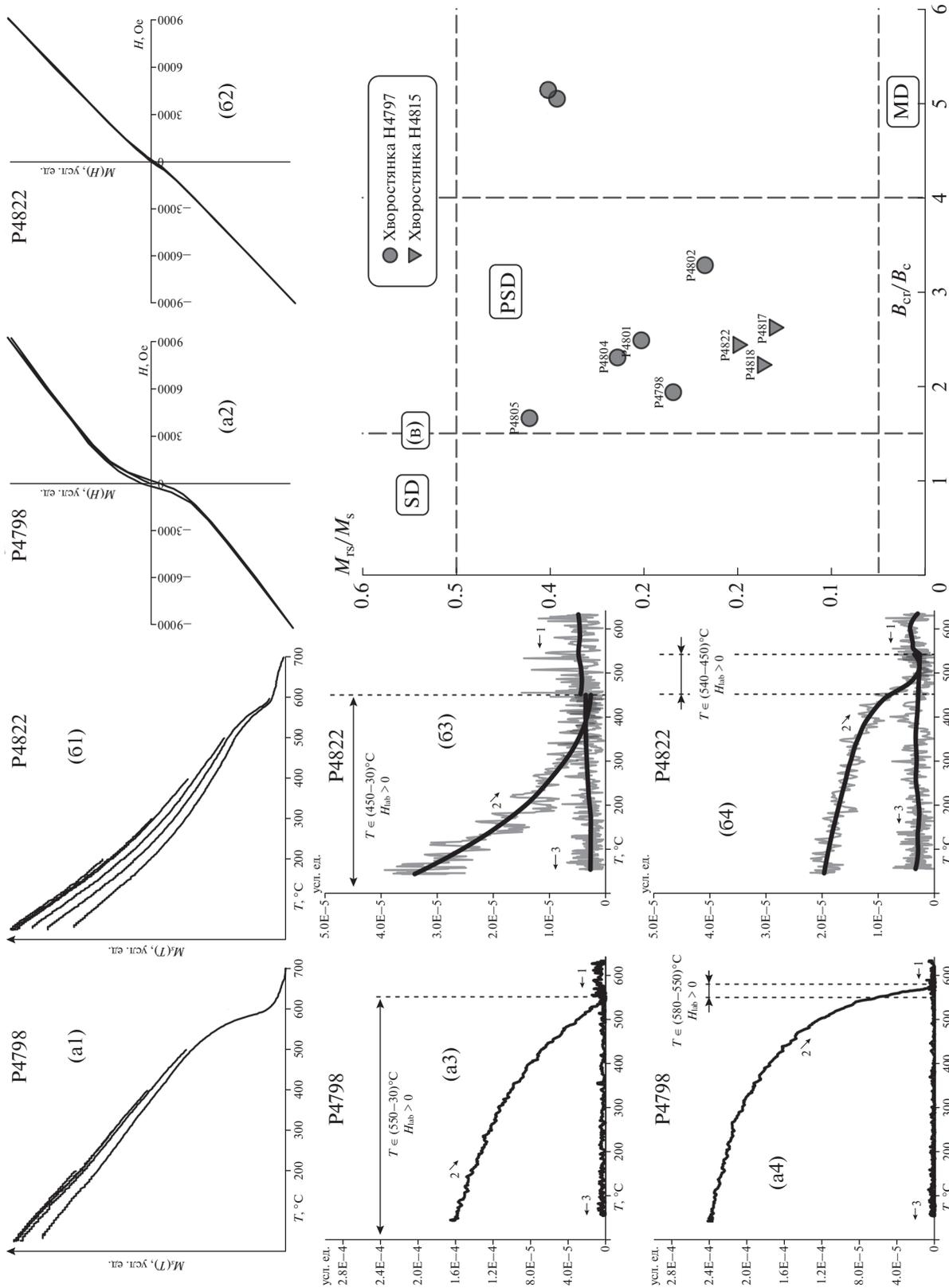


Рис. 4. Иллюстрация магнитных и термомагнитных свойств образцов: (a1)–(b1) – кривые намагниченностей насыщения $M_{si}(T) = f(T)$ при нагревах до последовательно возрастающих температур T_i ; (a2)–(b2) – петли гистерезиса. Оценка доменной структуры по термомагнитному (ТМ) критерию (a3), (a4), (b3), (b4): нагрев до T_2 и охлаждение до T_1 ; rIRM(T_2, T_1, B_{lab}). Пунктирные линии обозначают интервал создания rIRM(T_2, T_1), где $B_{lab} \neq 0$: (a1)–(a4) – образец P4798 (сайт P4797); (b1)–(b4) – образец P4822 (сайт P4815); (b5) – диаграмма Дзю.

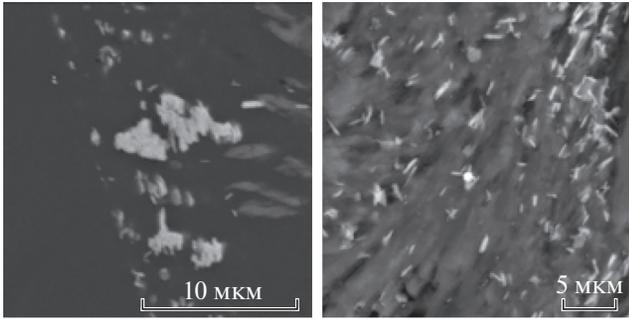


Рис. 5. Микрофотографии (в обратно рассеянных электронах) предварительно протравленного соляной кислотой (в течение 30 с) образца P4808 (сайт 4797) в исходном состоянии. На обеих фотографиях видны очень мелкие зерна магнетита субмикронных и микронных размеров, рассеянные в силикатной матрице.

абсцисс [Leonhardt et al., 2004]; $DRAT$ – отношение максимального абсолютного значения отклонений чек-точек $pTRM$ в пределах $T < T_2$ к длине fit -линии в интервале T_1-T_2 [Selkin, Tauxe, 2000]; $CDRAT$ – кумулятивный показатель отклонений чек-точек $pTRM$, равен отношению абсолютного значения суммы всех отклонений с учетом знака в пределах $T < T_2$ к длине fit -линии в интервале T_1-T_2 [Kissel, Laj, 2004]; $mDRAT$ – среднее относительное отклонение чек-точек $pTRM$, равно отношению $CDRAT$ к числу чек-точек $pTRM$ в пределах $T < T_2$ [Paterson et al., 2014]; Для оценки качества определения B_{anc} предлагаются следующие граничные значения этих параметров: [Paterson et al., 2014] $N_p \geq 4$; $q \geq (1-5)$; $f \geq 0.35$ (35%); $\beta \leq 0.1$ (10%); $\delta(CK) \leq 7\%$; $DRAT \leq 10\%$; $CDRAT \leq 11\%$; $FRAC \geq 0.45$ (45%) [Paterson et al., 2015]; $mDRAT \leq 10\%$ (категория “А”) [Blanco et al., 2012].

При анализе полученных нами данных и их селекции выполнялись все современные требования к результатам по определению B_{anc} : отбирались те диаграммы Арай–Нагата, у которых точки (не менее 4-х) располагались вдоль прямой линии в максимально большом температурном интервале, близком к T -интервалу, где в процессе термочистки выделялась характеристическая компонента остаточной намагниченности ($ChRM$); изменение NRM при этом составляло не менее 30%, смещение чек-точек $pTRM < 10\%$ полной TRM и т.д. (численные значения использованных параметров отражены в табл. 1).

Результаты

После анализа данных, полученных по методу Телье–Коэ, и их селекции оказались успешными определения B_{anc} на 5 образцах (16 дублях) сайта P4797 и 3 образцах (8 дублях) сайта P4815. Примеры таких определений показаны на рис. 6, где

приведены (слева направо) диаграммы Арай–Нагата, Зийдервелда и графики к методу Вилсона. Сводка полученных результатов, прошедших селекцию, представлена в табл. 1. Маркировка номеров образцов “jг6” и “2d” в первой колонке табл. 1 указывает, что образец проходил процедуру Телье–Коэ в малой печи или на 2-х-компонентном магнитометре, соответственно. В последнем случае на диаграмме Зийдервелда видна проекция вектора NRM только на плоскость XY . В крайней справа колонке табл. 1 показаны оценки B_{anc} по методу Вилсона.

Оценка поля проводилась в высокотемпературном интервале (далее “ fit -интервале”), который для разных образцов различался в пределах (400–450)–(550–600)°С. На диаграммах Арай–Нагата (рис. 6, а1–а3) в fit -интервале позиции чек-точек $pTRM$ и первичных точек очень близки, что указывает на отсутствие химических и/или структурных изменений в образце в процессе эксперимента. На этих диаграммах прослеживаются также низкотемпературные компоненты NRM , которые разрушаются при (250–300)°С, и в интервале (300–450)°С – слабые среднетемпературные компоненты.

На графиках к методу Вилсона (рис. 6, а3–в3) видно хорошее подобие кривых $NRM(T)$ и $TRM(T)$.

Оба метода (Телье–Коэ и Вилсона) на всех образцах дают близкие крайне низкие значения величины палеополя B_{anc} , которые меняются в пределах (2–7) мкТл (при современном значении ≈ 50 мкТл). Средние значения B_{anc} по изученным двум сайтам и соответствующие им значения VDM , посчитанные с использованием палеонаклонений I_{anc} , полученных ранее при термочистке, показаны в табл. 2. Оба значения $VDM (0.95 \text{ и } 1.05) \times 10^{22} \text{ Ам}^2$ крайне малы в сравнении с современным $VDM \approx 8 \times 10^{22} \text{ Ам}^2$.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Новые определения палеонапряженности B_{anc} получены на породах двух сайтов (P4798 и P4815) разреза Хворостянка. Из результатов электронно-микроскопических и рентгенографических исследований следует, что магнитная фракция в образцах этих сайтов представлена очень мелкими зернами магнетита размером от 0.1 до 5 микрон, запечатанными в силикатной матрице, что обеспечивает их сохранность во времени от химических изменений. Оценки доменной структуры двумя методами (по диаграмме Дэя и термомагнитному критерию) также указывают на то, что носителями $ChRM$ являются одно- или малые псевдооднодоменные зерна, которые являются наиболее надежными носителями остаточной намагниченности. Оценки B_{anc} , приведенные в табл. 1, удо-

Таблица 1. Сводка полученных определений палеонапряженности

Сайт/Образец	B_{lab}	T_1-T_2	N_p	g	q	f	B_{anc}	σ_B	β	$FRAC$	$\delta(CK)$	$DRAT$	CDR	mDR	B_W
Сайт P4797 (4798-4804)															
P4798(3)_jr6.sr2	10	450–630	10	0.812	24.3	0.97	3.9	0.1	0.032	0.826	10.30	9.92	–6.67	2.73	4.70
P4798(4)_2d.sr2	10	450–600	13	0.848	35.9	0.97	3.9	0.1	0.023	0.850	4.06	3.89	7.04	1.16	
P4798_jr6.sr2	10	450–580	6	0.451	6.9	0.87	3.9	0.2	0.057	0.614	1.72	1.84	–3.33	1.25	
P4798_2d.sr2	10	450–590	11	0.577	14.6	0.88	3.3	0.1	0.035	0.714	1.61	1.74	–1.48	0.84	
P4798-2_jr6.sr2	10	450–580	9	0.812	9.2	0.82	3.4	0.2	0.072	0.618	3.88	4.51	0.94	2.01	
P4800_jr6.sr2	10	300–540	6	0.773	2.6	0.64	6.3	1.2	0.190	0.345	5.57	7.38	11.51	3.84	
P4800-2_jr6.sr2	10	400–540	5	0.736	2.9	0.57	7.0	1.0	0.147	0.325	4.12	5.87	5.73	3.00	
P4801_jr6.sr2	10	500–600	6	0.689	16.0	0.78	2.9	0.1	0.034	0.465	2.68	3.29	4.18	1.13	
P4801-2_jr6.sr2	10	450–580	9	0.812	16.9	0.82	4.9	0.2	0.039	0.702	3.21	3.52	–5.66	1.52	
P4801(2)_jr6.sr2	10	500–600	8	0.79	12.7	0.75	3.8	0.2	0.047	0.537	3.70	4.62	1.99	1.72	
Сайт P4815 (4815-4822)															
P4817_jr6.sr2	10	400–540	6	0.612	5.9	0.59	3.9	0.2	0.062	0.384	1.69	2.66	3.71	1.58	3.68
P4818_jr6.sr2	10	400–550	7	0.738	2.1	0.45	4.4	0.7	0.161	0.219	2.72	5.59	6.94	2.82	
P4818(2)_jr6.sr2	5	400–550	6	0.498	3.8	0.83	3.5	0.4	0.108	0.464	3.36	3.33	3.03	1.56	
P4822_jr6.sr2	10	400–530	4	0.624	2.3	0.38	4.1	0.4	0.104	0.204	0.54	1.29	1.44	0.72	
P4822(2)_jr6.sr2	10	400–550	6	0.785	3.6	0.67	3.3	0.5	0.146	0.333	3.23	4.55	9.90	3.30	
P4822-2_jr6.sr2	10	400–520	4	0.579	1.5	0.49	4.7	0.9	0.182	0.218	6.24	11.66	10.46	6.44	
P4822(3)_jr6.sr2	10	400–550	6	0.744	2.8	0.65	3.3	0.6	0.176	0.288	4.79	6.98	8.36	3.27	
P4822(4)_jr6.sr2	5	400–540	5	0.724	4.4	0.65	5.4	0.6	0.108	0.333	4.62	4.81	2.01	2.54	

Примечания: B_{lab} – лабораторное поле; $\sigma_B - \sigma(B_{anc})$, CDR – $CDRAT$; mDR – $mDRAT$; B_W – определение палеонапряженности методом Вилсона. Остальные параметры пояснены в тексте.

Таблица 2. Средние по сайтам значения D_{anc} , I_{anc} , B_{anc} и VDM

Сайт	Палеомагнитные данные			Определение палеонапряженности				
	N/n	$D_{anc}, ^\circ$	$I_{anc}, ^\circ$	N/n_{pi}	$B_{anc}, \text{мкТл}$	$\sigma(B_{anc}), \text{мкТл}$	$VDM, \times 10^{22} \text{ Ам}^2$	$\sigma(VDM), \times 10^{22} \text{ Ам}^2$
P4797	9/6	247.9	9.8	5/16	3.73	0.36	0.954	0.09
P4815	9/6	266.2	–8.5	3/8	4.08	0.26	1.040	0.07

Примечания: N – количество образцов (штурфов); n – количество образцов с успешными (принятыми) определениями; D_{anc} , I_{anc} – палеосклонение и паленаклонение в древней системе координат; n_{pi} – количество успешных (принятых) определений; B_{anc} – палеонапряженность, определенная методом Телье; $\sigma(B_{anc})$ – стандартная ошибка B_{anc} ; VDM – виртуальный дипольный магнитный момент Земли; $\sigma(VDM)$ – стандартная ошибка VDM .

влетворяют современным критериям отбора и имеют высокие численные параметры качества. Все это в совокупности позволяет говорить о достоверности полученных нами результатов.

Оценки B_{anc} по образцам двух сайтов меняются в пределах (2.01–7.07) мкТл, средние по сайтам значения B_{anc} составляют (3.73 и 4.08) мкТл и

$VDM \approx 1 \times 10^{22} \text{ Ам}^2$ (при современном $VDM \approx 8 \times 10^{22} \text{ Ам}^2$).

Наши новые определения палеонапряженности в девоне, ультранизкие по своей величине, согласуются с уже имеющимися аналогичными результатами по этому периоду. Это легко видеть на рис. 7, где показаны величины VDM для интер-

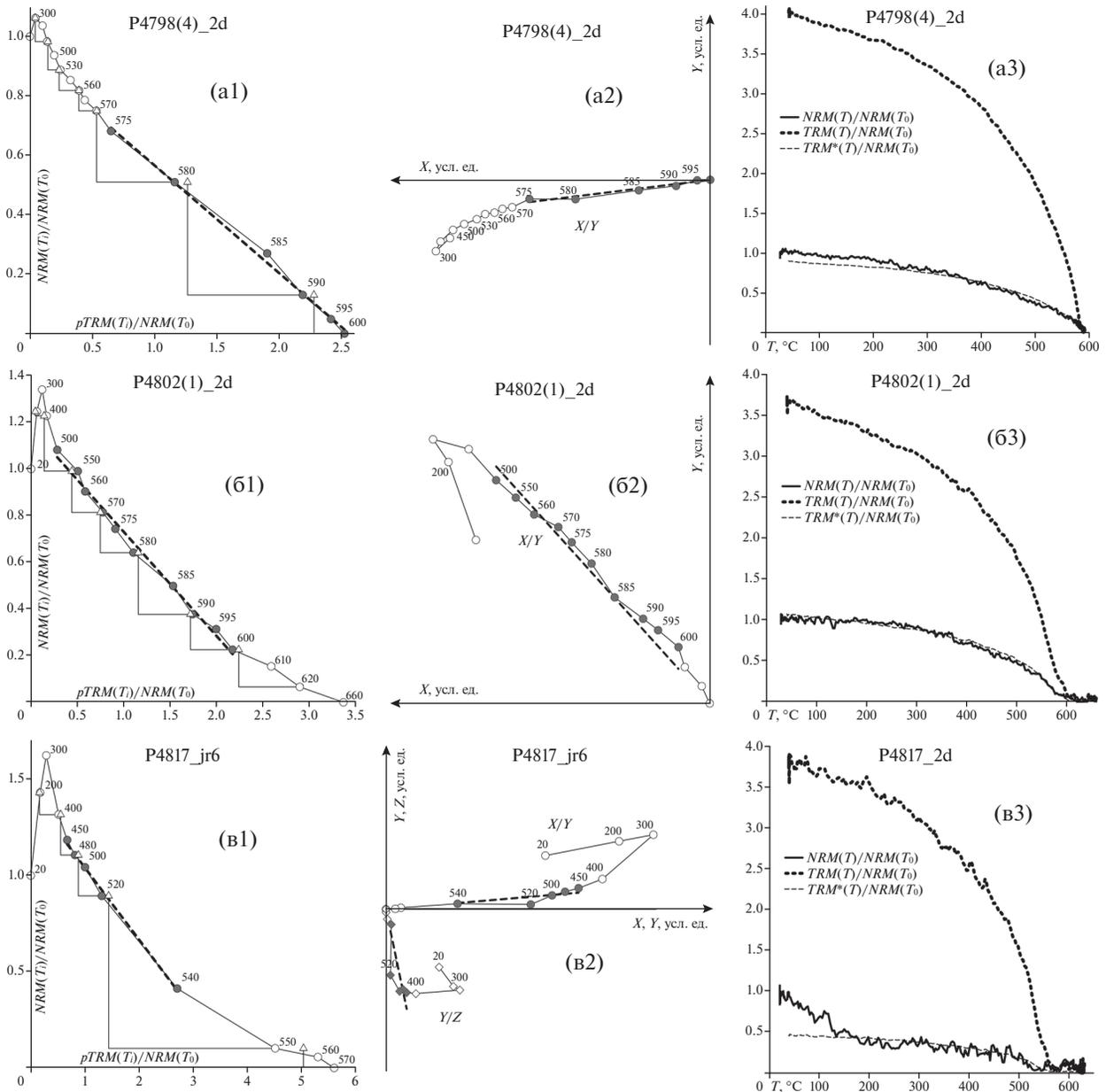


Рис. 6. Иллюстрации к процедурам Телье–Коэ и Вилсона, сверху вниз: образцы P4798, P4804 (сайт P4797) и P4817 (сайт P4815): (a1)–(v1) диаграммы Арай–Нагата, треугольники – чек-точки $pTRM$, пунктиром отмечен fit -интервал, по которому оценивается B_{anc} ; (b1)–(b3) – диаграммы Зийдвердела [Zijderveld J., 1967] (в координатах образца), построенные по данным процедуры Телье–Коэ; (v1)–(v3) к процедуре Вилсона: $NRM(T, B_{anc}) = f(T)$ и $TRM(T, B_{lab}) = f(T)$.

вала 600–300 млн лет, взятые из мировой базы данных (МБД) [Мировая..., 2019], и наши новые определения. Ввиду малочисленности, из МБД для анализа взяты все данные, полученные методом Телье (включая результаты Г. М. Солодовникова [1996], без процедуры чек-точек $pTRM$). Обращает на себя внимание экстремальный разброс результатов: от единичных очень высоких значений $VDM \approx 10.5 \times 10^{22} \text{ Ам}^2$ до многочисленных очень низких величин $\approx 1 \times 10^{22} \text{ Ам}^2$. Отметим, что временной интервал на графике 600–300 млн лет

включает эдиакарий, поскольку по породам этого возраста также недавно были получены крайне низкие величины VDM [Vono et al., 2019; Shcherbakova et al., 2020].

К этому следует добавить, что, как отмечалось во ВВЕДЕНИИ, в девоне палеомагнитные данные также обнаруживают существенные особенности. Конкретно, речь идет о многочисленных свидетельствах [Evans, Hogg 2007; Шацилло, Павлов, 2019; ссылки во ВВЕДЕНИИ] о значимо различающихся палеомагнитных полюсах, суще-

ствование которых трудно объяснить перемагничиванием или влиянием локальной тектоники. Сочетание этих двух факторов поля в девоне — низкая (крайне низкая) величина и возможная хаотичность палеомагнитных направлений — заставляет предположить, что геомагнитное поле в девоне имело слабую дипольную составляющую и в некоторые периоды могло носить даже мультиполярный характер. Напомним, что модель геометрии поля с доминирующей дипольной компонентой служит исходным постулатом для палеомагнитных реконструкций, так что обнаружение периодов очень слабой напряженности геомагнитного поля в геологическом прошлом может привести к серьезным трудностям в интерпретации палеомагнитных данных по соответствующему временному интервалу.

Фундаментальной и нерешенной проблемой естествознания является вопрос о времени образования внутреннего твердого ядра Земли. Поскольку кристаллизация твердого вещества из расплава определяется, в значительной мере, скоростью остывания молодой Земли, то и время образования внутреннего ядра критически зависит от теплопроводности жидкого ядра и параметров, контролирующих конвекцию. Но реальные значения этих физических параметров внутри Земли неизвестны, при теоретических расчетах их величины у разных авторов различаются на порядки, в результате оценки времени образования твердого ядра при теоретических расчетах их величины у разных авторов заметно различаются. Так, авторы работы [Aubert et al., 2009] предсказывают, что время возникновения твердого ядра лежит в пределах — от 0.8 до 1.8 млрд лет назад, авторы работ [Driscoll, Bercovici, 2014; Driscoll, 2016] допускают в качестве нижней границы величину в 600 млн лет тому назад. Авторы работ [Pozzo et al., 2012; Zhang et al., 2015] говорят о возрасте твердого ядра в 1 млрд лет и т. д.

Ввиду такой неопределенности, в литературе возлагаются большие надежды на то, что большую помощь в ответе на вопрос о времени возникновения внутреннего твердого ядра могут дать исследования палеонапряженности. Это связано с тем, что, согласно численным магнитогидродинамическим моделям ядра Земли [Buffett et al., 1992; Glatzmaier, Roberts, 1997; Labrosse, Macouin, 2003; Aubert et al., 2009], процесс формирования твердого ядра должен сопровождаться резким изменением режима работы магнитного геодинамо и, в частности, резким ростом напряженности магнитного поля [Biggin et al., 2015].

Имея в виду вышесказанное, понятно, как важно иметь намного больше надежных определений B_{anc} в отмеченном интервале 600–300 млн лет, где уже есть данные о крайне низком поле. К сожалению, в девоне определений B_{anc} мало, а

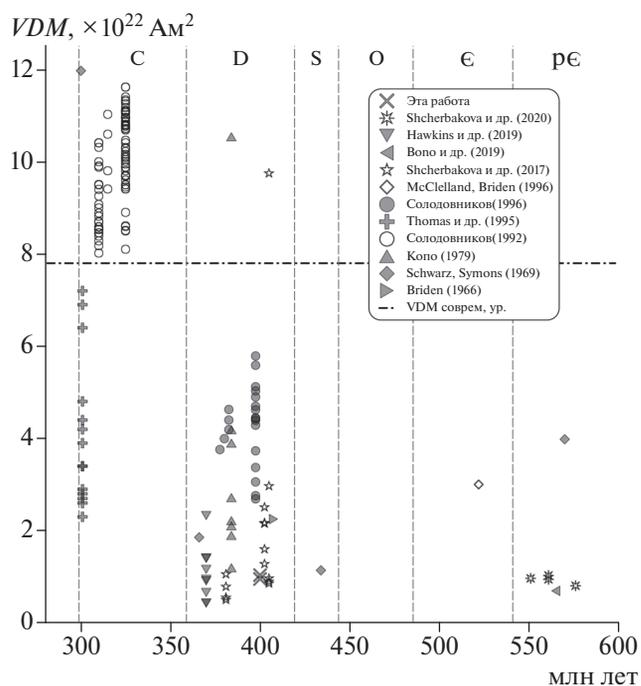


Рис. 7. Значения виртуального дипольного момента геомагнитного поля (VDM) в интервале 600–300 млн лет, представленные в мировых базах данных, и полученные в этой работе.

весь интервал между девоном и эдиакарием вообще пустой с точки зрения данных по палеонапряженности, что не позволяет делать какие-либо обоснованные заключения о поведении поля на всем представленном временном промежутке и о времени формирования твердого ядра.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Методом Телье получены новые, отвечающие современным критериям надежности определения напряженности магнитного поля Земли B_{anc} для конца раннего девона, соответствующие значению $VDM \approx 1 \times 10^{22} \text{ Ам}^2$.

2. Полученные результаты подтверждают гипотезу о существовании периода очень низкой интенсивности геомагнитного поля в девоне, что свидетельствует об актуальности решения вопроса о времени образования твердого ядра и геометрии магнитного поля Земли в периоды его ультранизкой интенсивности.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 19 05 00443 и государственного задания ИФЗ РАН им. О.Ю. Шмидта. Палеомагнитная часть работы выполнена в ИГ УФИЦ РАН в рамках темы государственного задания № 0246-2019-0087.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают искреннюю благодарность В.А. Цельмовичу и Н.А. Афиногеновой за помощь в проведении микроскопических и рентгеновских исследований, которые проводились в рамках темы государственного задания ИФЗ РАН. Авторы выражают также искреннюю признательность рецензентам за внимательное прочтение статьи и сделанные полезные замечания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Большаков А.С., Щербакова В.В.* Терромагнитный критерий определения доменной структуры ферромагнетиков // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1979. № 2. С. 38–47.
- Буртман В.С., Гурарий Г.З., Дворова А.В., Кузнецов Н.Б., Шипунов С.В.* Уральский палеоокеан в девонское время (по палеомагнитным данным) // Геотектоника. 2000. № 5. С. 61–70.
- Веселовский Р.В.* Палеомагнетизм крупных магматических провинций Северной Евразии: геодинамические следствия. Автореферат дисс... на соискание степени докт. геол.-мин. наук: М.: Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова. 2016. С. 42.
- Голованова И.В., Данукалов К.Н., Пучков В.Н., Косарев А.М., Сальманова Р.Ю.* Положение Магнитогорской дуги в девоне по палеомагнитным данным // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий. 2018а. № 12. С. 85–93.
- Голованова И.В., Данукалов К.Н., Пучков В.Н., Косарев А.М., Сальманова Р.Ю.* Палеомагнитные исследования в девонских и каменноугольных породах Южного Урала: независимый тест представлений о коллизии Магнитогорской островной дуги и пассивной окраины континента Лавруссия // Докл. РАН. 2018б. Т. 482. № 1. С. 64–67.
- Данукалов Н.Ф., Кондручина Л.С., Черников А.П.* Палеомагнетизм палеозоя Южного и Среднего Урала. Уфа: БФ АН СССР. 1983. 119 с.
- Косарев А.М., Серавкин И.Б., Холоднов В.В.* Геодинамические и петролого-геохимические аспекты зональности Магнитогорской колчеданоносной мегазоны на Южном Урале // Литосфера. 2014. № 2. С. 3–25.
- Мировая база данных по палеонапряженности [Электронный ресурс] // сайт ГО “Борок” ИФЗ РАН. 2019. URL: <http://www.brk.adm.yar.ru/palmag/database.html> (дата обращения: 29.01.2021).
- Орлова М.И.* Палеомагнетизм девона зоны сочленения Донбасса с Приазовьем. Дис. ... на соискание ученой степени канд. геол.-мин. наук. Киев: Национальная академия наук Украины. Институт геофизики им. С.И. Субботина. 1992.
- Петров Г.А., Свяжина И.А.* Корреляция ордовикско-девонских событий на Уральской и Скандинавской окраинах Балтики: геологические и палеомагнитные данные // Литосфера. 2006. № 4. С. 23–39.
- Солодовников Г.М.* Напряженность геомагнитного поля в среднем карбоне (Узбекистан) // Физика Земли. 1992. № 4. С. 71–76.
- Солодовников Г.М.* Палеонапряженность геомагнитного поля в раннем и среднем девоне // Физика Земли. 1996. № 7. С. 64–71.
- Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А., Осипова Э.П., Погарская И.А., Родионов В.П., Слауцитайс И.П., Смирнов Л.С., Форш Н.Н.* Палеомагнетизм палеозоя // Труды ВНИГРИ. 1974. № 335. С. 3–238.
- Шацлло А.В., Павлов В.Э.* Систематика палеомагнитных направлений раннего-среднего девона Минусинских впадин: новые данные и старые проблемы // Физика Земли. 2019. № 3. С. 97–116.
- Aubert J., Labrosse S., Poitou C.* Modelling the palaeo-evolution of the geodynamo // Geophys. J. Int. 2009. V. 179. № 3. P. 1414–1428.
- Absolute palaeointensity (PINT) database [Электронный ресурс] // домен сайта Ливерпульского Университета. Великобритания. 2015. URL: <http://earth.liv.ac.uk/pint/> (дата обращения: 29.01.2021).
- Biggin A.J., Piispa E.J., Pesonen L.J., Holme R., Paterson G.A., Veikkolainen T., Tauxe L.* Palaeomagnetic field intensity variations suggest Mesoproterozoic inner-core nucleation // Nature. 2015. V. 526. № 7572. С. 245–248.
- Blanco D., Kravchinsky V.A., Valet J.P., Ali A., Potter D.K.* Does the Permo-Triassic geomagnetic dipole low exist? // Phys. Earth Planet. Inter. 2012. V. 204–205. P. 11–21.
- Bono R.K., Tarduno J.A., Nimmo F., Cottrell R.D.* Young inner core inferred from Ediacaran ultra-low geomagnetic field intensity // Nat. Geosci. 2019. V. 12. № 2. P. 143–147.
- Briden J.C.* Estimates of direction and intensity of the palaeomagnetic field from the Mugga Mugga Porphyry, Australia // Geophys. J. R. Astron. Soc. 1966. V. 11. № 3. P. 267–278.
- Buffett B.A., Huppert H.E., Lister J.R., Woods A.W.* Analytical model for solidification of the Earth's core // Nature. 1992. V. 356. № 6367. P. 329–331.
- Coe R.S.* The determination of paleo-intensities of the Earth's magnetic field with emphasis on mechanisms which could cause non-ideal behavior in Thellier's method // J. Geomagn. Geoelectr. 1967. V. 19. № 3. P. 157–179.
- Coe R.S., Grommé S., Mankinen E.A.* Geomagnetic paleointensities from radiocarbon-dated lava flows on Hawaii and the question of the Pacific nondipole low // J. Geophys. Res. Solid Earth. 1978. V. 83. № B4. P. 1740–1756.
- Cogne J.P.* PaleoMac: A Macintosh™ application for treating paleomagnetic data and making plate reconstructions // Geochem. Geophys. Geosyst. 2003. V. 4. № 1. P. 1007.
- Creer K.M., Embleton B.J.J.* Devonian palaeomagnetic pole for Europe and N. America // Nature. 1967. V. 214. № 5083. P. 42–43.
- Creer K.M.* Palaeozoic palaeomagnetism // Nature. 1968. V. 219. № 5151. P. 246–250.
- Davies C.J.* Cooling history of Earth's core with high thermal conductivity // Phys. Earth Planet. Inter. 2015. V. 247. P. 65–79.

- Day R., Fuller M., Schmidt V.A. Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain-size and compositional dependence // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1977. V. 13. № 4. P. 260–267.
- Driscoll P.E. Simulating 2 Ga of geodynamo history // *Geophys. Res. Lett.* 2016. V. 43. № 11. P. 5680–5687.
- Driscoll P., Bercovici D. On the thermal and magnetic histories of Earth and Venus: Influences of melting, radioactivity, and conductivity // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2014. V. 236. P. 36–51.
- Enkin R.J. A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data // Pacific Geoscience Centre, Geological Survey of Canada. 1994. V. 16. P. 16.
- Enkin R.J. The direction–correction tilt test: an all-purpose tilt/fold test for paleomagnetic studies // *Earth and Planetary Science Letters.* 2003. V. 212. № 1–2. P. 151–166.
- Evans M.E., Hoyer G.S. Testing the GAD throughout geological time // *Earth, Planets Sp.* 2007. V. 59. № 7. P. 697–701.
- Fabian K., Shcherbakov V.P., McEnroe S.A. Measuring the Curie temperature // *Geochemistry, Geophys. Geosystems.* 2013. V. 14. № 4. P. 947–961.
- Glatzmaier G.A., Roberts P.H. Simulating the geodynamo // *Contemp. Phys.* 1997. V. 38. № 4. P. 269–288.
- Gubbins D., Alfè D., Masters G., Price G.D., Gillan M. Gross thermodynamics of two-component core convection // *Geophys. J. Int.* 2004. V. 157. № 3. P. 1407–1414.
- Hawkins L.M.A., Anwar T., Shcherbakova V.V., Biggin A.J., Kravchinsky V.A., Shatsillo A.V., Pavlov V.E. An exceptionally weak Devonian geomagnetic field recorded by the Viluy Traps, Siberia // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2019. V. 506. P. 134–145.
- Jackson M., McCabe C., Ballard M.M., Voo R. Van der. Magnetite authigenesis and diagenetic paleotemperatures across the northern Appalachian basin // *Geology.* 1988. V. 16. № 7. P. 592.
- Kissel C., Laj C. Improvements in procedure and paleointensity selection criteria (PICRIT-03) for Thellier and Thellier determinations: Application to Hawaiian basaltic long cores // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2004. V. 147. № 2–3 SPEC.ISS. P. 155–169.
- Koker N. de, Steinle-Neumann G., Vlček V. Electrical resistivity and thermal conductivity of liquid Fe alloys at high P and T, and heat flux in Earth's core // *Proc. Natl. Acad. Sci.* 2012. V. 109. № 11. P. 4070 LP – 4073.
- Kono M. Palaeomagnetism and palaeointensity studies of Scottish Devonian volcanic rocks // *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 1979. V. 56. № 2. P. 385–396.
- Labrosse S., Macouin M. The inner core and the geodynamo // *Comptes Rendus Geosci.* 2003. V. 335. № 1. P. 37–50.
- Latham A.G., Briden J.C. Palaeomagnetic field directions in Siluro-Devonian lavas of the Lorne plateau, Scotland, and their regional significance // *Geophys. J. Int.* 1975. V. 43. № 1. P. 243–252.
- Leonhardt R., Heunemann C., Krása D. Analyzing absolute paleointensity determinations: Acceptance criteria and the software ThellierTool4.0 // *Geochemistry, Geophys. Geosystems.* 2004. V. 5. № 12. P. Q12016.
- McClelland E., Briden J.C. An improved methodology for Thellier-type paleointensity determination in igneous rocks and its usefulness for verifying primary thermoremanence // *J. Geophys. Res. Solid Earth.* 1996. V. 101. № B10. P. 21995–22013.
- McFadden P.L., McElhinny M.W. Classification of the reversal test in palaeomagnetism. *Geophysical J. International.* 1990. V. 103. № 3. P. 725–729.
- Nimmo F., Schubert G. Thermal and compositional evolution of the core // *Treatise on Geophysics.* 2nd ed. / G. Schubert. Elsevier. 2015. P. 217–241.
- Paterson G.A., Tauxe L., Biggin A.J., Shaar R., Jonestrask L.C. On improving the selection of Thellier-type paleointensity data // *Geochemistry, Geophys. Geosystems.* 2014. V. 15. № 4. P. 1180–1192.
- Paterson G.A., Biggin A.J., Hodgson E., Hill M.J. Thellier-type paleointensity data from multidomain specimens // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2015. V. 245. P. 117–133.
- Pozzo M., Davies C., Gubbins D., Alfè D. Thermal and electrical conductivity of iron at Earth's core conditions // *Nature.* 2012. V. 485. № 7398. P. 355–358.
- Prévot M., Mankinen E.A., Coe R.S., Grommé C.S. The Steens Mountain (Oregon) geomagnetic polarity transition: 2. Field intensity variations and discussion of reversal models // *J. Geophys. Res.* 1985. V. 90. № B12. P. 10417–10448.
- Selkin P.A., Tauxe L. Long-term variations in palaeointensity // *Philos. Trans. R. Soc. A Math. Phys. Eng. Sci.* 2000. V. 358. № 1768. P. 1065–1088.
- Shaar R., Tauxe L. Thellier GUI: An integrated tool for analyzing paleointensity data from Thellier-type experiments // *Geochemistry, Geophys. Geosystems.* 2013. V. 14. № 3. P. 677–692.
- Shcherbakova V.V., Bakhmutov V.G., Thallner D., Shcherbakov V.P., Zhidkov G.V., Biggin A.J. Ultra-low palaeointensities from East European Craton, Ukraine support a globally anomalous palaeomagnetic field in the Ediacaran // *Geophys. J. Int.* 2020. V. 220. № 3. P. 1928–1946.
- Shcherbakova V.V., Biggin A.J., Veselovskiy R.V., Shatsillo A.V., Hawkins L.M.A., Shcherbakov V.P., Zhidkov G.V. Was the Devonian geomagnetic field dipolar or multipolar? Palaeointensity studies of Devonian igneous rocks from the Minusa Basin (Siberia) and the Kola Peninsula dykes, Russia // *Geophys. J. Int.* 2017. V. 209. № 2. P. 1265–1286.
- Shcherbakova V.V., Shcherbakov V.P., Heider F. Properties of partial thermoremanent magnetization in pseudosingle domain and multidomain magnetite grains // *J. Geophys. Res. Solid Earth.* 2000. V. 105. № B1. P. 767–781.
- Schwarz E.J., Symons D.T.A. Geomagnetic intensity between 100 million and 2500 million years ago // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1969. V. 2. № 1. P. 11–18.
- Smethurst M.A., Khramov A.N. A new Devonian palaeomagnetic pole for the Russian platform and Baltica, and related apparent polar wander // *Geophys. J. Int.* 1992. V. 108. № 1. P. 179–192.
- Tarduno J.A., Cottrell R.D., Smirnov A.V. The paleomagnetism of single silicate crystals: Recording geomagnetic field strength during mixed polarity intervals, superchrons, and

inner core growth // *Rev. Geophys.* 2006. V. 44. № 1. P. RG1002.

Theillier E., Theillier O. Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique // *Ann. Géophysique.* 1959. V. 15. P. 285–376.

Thomas D.N., Rolph T.C., Shaw J. Palaeointensity results from the Permo-Carboniferous (Kiaman) reversed superchron: the Great Whin and Midland Valley sills of the northern United Kingdom // *Geophys. J. Int.* 1995. V. 123. № 3. P. 798–816.

Torsvik T.H. Magnetic properties of the Lower Old Red Sandstone lavas in the Midland Valley, Scotland; palaeomagnetic and tectonic considerations // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1985. V. 39. № 3. P. 194–207.

Zhang P., Cohen R.E., Haule K. Effects of electron correlations on transport properties of iron at Earth's core conditions // *Nature.* 2015. V. 517. № 7536. P. 605–607.

Zijderveld J.D.A. A. C. demagnetization of rocks: analysis of results. *Methods in palaeomagnetism* / D.W. Collinson, K.M. Creer, S.K. Runcorn. Amsterdam, Ne.Y.: Elsevier, 1967. P. 254–286.

Ultra-Low Geomagnetic Field Intensity in the Devonian Obtained from the Southern Ural Rock Studies

V. V. Shcherbakova^{a,*}, G. V. Zhidkov^a, V. P. Shcherbakov^a, I. V. Golovanova^b,
K. N. Danukalov^b, and R. Yu. Salmanova^b

^a*Geophysical Observatory "Borok", Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Borok, Yaroslavl oblast, 152742 Russia*

^b*Institute of Geology, Ufa Federal Research Centre, Russian Academy of Sciences, Ufa, 450077 Russia*

*e-mail: valia@borok.yar.ru

In order to determine the Earth's magnetic field intensity in the Devonian, a collection of rocks of the Baymak-Buribay formation of the Buribay volcanic complex in the West Magnitogorsk Zone—Southern Urals, Khvorostyanka section, has been studied. The complex dates back to the Late Emsian of the Early Devonian (D_{1e2}, 408–393 Ma), based on the conodont fauna. A full set of experiments to study the magnetic and thermomagnetic properties of rocks and to assess the domain structure of magnetic grains have been performed; micromagnetic and X-ray studies have been carried out. It is shown that the carriers of the characteristic component of natural magnetization are single-domain and small pseudo-single-domain grains. The (B_{anc}) paleointensity has been determined by the Thellier–Coe method and the Wilson express method. Ultra-low B_{anc} values = (2.01–7.07) μT have been obtained in 8 samples (24 duplicates) from two sites. The average values of the virtual dipole moment (VDM) for both sites are close to each other and equal to $\approx 1 \times 10^{22}$ Am², which is almost an order of magnitude less than its current value of 8×10^{22} Am². The new B_{anc} determinations confirm the hypothesis that there was a period of very weak field in the Devonian, which again raises questions about the time of the Earth's solid core formation and the geometry of the geomagnetic field during periods of a very weak field intensity. The new B_{anc} determinations are consistent with the already obtained data on paleointensity in the Devonian, indicating a high probability that there was a long period of a weak field at this time, the intensity of which is close to the intensity of the nondipole components of the current field. This fact raises the question about the actual geometry of the field at that time—was it dipole or multipole?

Keywords: paleointensity, Thellier method, Devonian, ultra-low field, Southern Urals, time of solid core formation

СВОЙСТВА ТЕРМОХИМИЧЕСКОЙ ОСТАТОЧНОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ, ОБРАЗОВАННОЙ ПРИ МЕДЛЕННОМ ЛАБОРАТОРНОМ ОХЛАЖДЕНИИ ТИТАНОМАГНЕТИТСОДЕРЖАЩИХ БАЗАЛЬТОВЫХ ОБРАЗЦОВ ОТ РАЗЛИЧНЫХ ТЕМПЕРАТУР, И РЕЗУЛЬТАТЫ ПРИМЕНЕНИЯ К НЕЙ МЕТОДИКИ ТЕЛЬЕ

© 2021 г. С. К. Грибов^{1,*}, В. П. Щербаков¹, В. А. Цельмович¹, Н. А. Афиногенова¹

¹ГО “Борок” ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН, п. Борок, Россия

*E-mail: gribov@borok.yar.ru

Поступила в редакцию 15.02.2021 г.

После доработки 08.04.2021 г.

Принята к публикации 12.04.2021 г.

Выполнены эксперименты по созданию термохимической остаточной намагниченности TCRM на базальтовых образцах, содержащих титаномагнетит (ТМ) с температурой Кюри T_c около 200°C , путем их быстрого нагрева до максимальных температур T^* от 450 до 530°C с последующим медленным охлаждением в лабораторном магнитном поле $B_{\text{лаб}}$. Проведен комплекс магнитно-минералогических исследований, включающий в себя электронно-микроскопические наблюдения, рентгенофазовый и термомагнитный анализы, измерение параметров петель магнитного гистерезиса на различных этапах предварительной термообработки исходных образцов. Показано, что все образцы демонстрируют “взрывной” рост TCRM уже в самом начале процесса, отвечающий стадии быстрого однофазного окисления исходной титаномагнетитовой фракции базальта, а сам процесс приобретения TCRM обусловлен как ростом T_c и объема однофазно окисленных участков ТМ зерен, так и ростом объема обедненных титаном (относительно исходного ТМ) ячеек микроструктуры последующего окислительного распада. Диаграммы Араи–Нагаты для образцов, несущих TCRM, образуют ломаную линию, состоящую из двух прямолинейных сегментов, при этом низкотемпературный интервал $T < T^*$ отвечает смеси термохимической и термоостаточной (TRM) намагниченностей и дает слегка завышенное (за счет эффекта низкой скорости охлаждения при создании TCRM и TRM) значение напряженности $B_{\text{лаб}}$. Высокотемпературный интервал соответствует чистой TCRM, а определение напряженности $B_{\text{лаб}}$ по этому интервалу приводит к занижению последней на 20–27%. Дана рекомендация к отбраковке образцов, для которых на диаграмме Араи–Нагаты на фоне однокомпонентной NRM наблюдаются два или более прямолинейных сегментов.

Ключевые слова: титаномагнетиты, однофазное окисление, окислительный распад, термохимическая остаточная намагниченность, метод Телье, палеонапряженность.

DOI: 10.31857/S0002333721060016

1. ВВЕДЕНИЕ

Термохимическая остаточная намагниченность (TCRM) является одним из важнейших предметов исследований магнетизма горных пород, поскольку именно ее присутствие представляет собой главную опасность получения ложных результатов при работах по определению палеонапряженности (величины древнего геомагнитного поля), даже если эта намагниченность первична, т.е. синхронна образованию породы в процессе первоначального остывания кристаллизовавшихся из магматического расплава магнитных минералов. Если же она имеет метахронную природу – например, возникает в результате каких-либо вторичных прогревов породы в течение ее геологиче-

ской истории, то и надежность определения палеомагнитного направления возникшей естественной остаточной намагниченности (NRM) также оказывается под вопросом в силу неопределенности возраста ее фактического приобретения. В предыдущих наших работах [Грибов, 2016; 2017; Gribov et al., 2018] исследовались варианты возникновения лабораторной TCRM в базальтах, магнитным минералом которых являлся титаномагнетит (ТМ). TCRM создавалась при выдержке исходных образцов в течение 200 часов на воздухе в слабых магнитных полях при постоянной температуре T , которая варьировалась в диапазоне от 350 до 530°C . Как оказалось, применение метода Телье [Thellier, Thellier, 1959] к смоделированной лабо-

раторной TCRM привело к заниженной (от 1.5 до 4 раз) оценке поля ее образования. Затем [Shcherbakov et al., 2019] нами было исследовано формирование TCRM при непрерывном лабораторном охлаждении образцов титаномагнетитсодержащих базальтов на воздухе со скоростью $1^\circ\text{C}/\text{ч}$ от 570 до 200°C в присутствии внешнего постоянного магнитного поля напряженностью $B_{\text{TCRM}} = 50$ мкТл. Оценка методом Телье поля образования смоделированных TCRM в этом случае дала значение, очень близкое к истинному: ошибка определения B_{TCRM} составила не более 5%. Такая разница во влиянии способа создания TCRM на результат определения “палеонапряженности” B_{TCRM} , очевидно, связана с различием в механизме их образования.

Данная работа продолжает исследования по оценке влияния термохимических процессов окисления ТМ на формирование NRM вулкаников и результаты палеомагнитных определений в несколько измененных условиях лабораторного эксперимента. Здесь нами рассматриваются свойства TCRM, созданной на базальтовых образцах, содержащих титаномагнетит с температурой Кюри около 200°C , в ходе непрерывного их охлаждения на воздухе со скоростью $1^\circ\text{C}/\text{ч}$, подобно тому, как это было сделано в работе [Shcherbakov et al., 2019]. Однако, в отличие от этих экспериментов, охлаждение велось от более низких температур в диапазоне $(450\text{--}530)^\circ\text{C}$. Возникновение TCRM такого рода весьма вероятно *in situ* при вторичных прогревах вулканогенных образований в результате процессов магматической активизации. Целью этих экспериментов является установление и анализ механизмов образования TCRM в титаномагнетитсодержащих изверженных горных породах и оценка возможных ошибок при определении палеонапряженности по методике Телье на образцах, где NRM имеет на самом деле термохимическую природу.

2. ЭКСПЕРИМЕНТ

В качестве исходного материала для проведения экспериментов был использован толеитовый базальт рифтовой зоны Красного моря (штупф П-72/4, драгированный во время 30-го рейса НИС “Академик Курчатов”), содержащий зерна гомогенных титаномагнетитов с молярным содержанием ульвошпинелевого компонента около 46% и температурой Кюри T_c около 200°C [Shcherbakov et al., 2019]. В настоящей работе за верхние температуры (T^*) диапазона создания TCRM были выбраны 450, 500 и 530°C . Как и прежде [Shcherbakov et al., 2019], исходные кубические (с размером ребра 1 см) дубль-образцы нагревались на воздухе в термомагнитометре с постоянной скоростью $1^\circ\text{C}/\text{с}$ до T^* в скомпенсированном магнитном поле Земли. По достижении T^* включалось постоянное

магнитное поле $B_{\text{TCRM}} = 50$ мкТл, и образцы охлаждались со скоростью $1^\circ\text{C}/\text{ч}$ в диапазоне от T^* до 200°C , а от 200°C до комнатной температуры $T_0 = 20^\circ\text{C}$ – при выключенной печи термомагнитометра. В ходе охлаждения от T^* до 200°C через определенные промежутки времени t внешнее магнитное поле на 30 с сводилось к нулю, и непосредственно при текущей температуре образцов определялась величина приобретаемой термохимической остаточной намагниченности. Далее на этих же образцах проводился эксперимент по определению величины намагничивающего поля методом Телье (в модификации Коэ [Coe, 1967]), включающим контрольные нагревы (процедура “check-points” [Prévoit et al., 1983]). По результатам измерений строились диаграммы Арай–Нагаты [Nagata et al., 1963], и на их основе проводилась оценка достоверности определения напряженности B_{TCRM} . Дополнительно для идентификации магнитных минералов-носителей искусственно индуцированной в лаборатории TCRM был применен комплекс минералогических и магнитных исследований, включающий в себя наблюдение аншлифов в растровом электронном микроскопе, рентгенофазовый (РФА) и термомагнитный (ТМА) анализы, а также измерение параметров петли магнитного гистерезиса (намагниченности насыщения (M_s), остаточной намагниченности насыщения (M_{rs}), коэрцитивной силы (B_c), остаточной коэрцитивной силы (B_{cr})) образцов-дубликатов в исходном состоянии и после термических воздействий на воздухе в режиме последовательного охлаждения со скоростью $1^\circ\text{C}/\text{ч}$ от каждой заданной T^* . При проведении этих исследований были использованы следующие приборы: сканирующий электронный микроскоп VEGA II LMU (TESCAN, Чехия) с интегрированной приставкой энергодисперсионного анализа INCA Energy 450 (Inca Oxford Instruments, Англия), многофункциональный порошковый рентгеновский дифрактометр STADI MP (STOE, Германия) (CoK α_1 -излучение), термомагнитный анализатор фракций (установка ТАФ-1 конструкции Виноградова; ОРИОН, Россия), магнитометр VFTB (Petersen Instruments, Германия), ротационный двухкомпонентный термомагнитометр конструкции Буракова–Виноградова (ИФЗ РАН, Россия).

3. РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

3.1. Растровая электронная микроскопия

По данным электронной микроскопии образцов, охлаждаемых от $T^* = 450^\circ\text{C}$, видимые нарушения в структуре титаномагнетитовых зерен отсутствуют, однако наблюдается их повышенная трещиноватость (рис. 16) – несомненный признак маггемитизации (однофазного (ОФ) окисления при сохранении шпинельной структуры) ТМ

[Petersen, Vali, 1987]. Вместе с тем в образцах, прошедших полный цикл лабораторного охлаждения от $T^* = 500^\circ\text{C}$ и $T^* = 530^\circ\text{C}$, в протравленных аншлифах при увеличении порядка $60000\times$ в части зерен обнаруживается неоднородность ТМ в виде тончайших решетчатых выделений (рис. 1в–1д), характерных по морфологии фаз для магнетит-ильменитового распада однофазно окисленных (катион-дефицитных) титаномагнетитов (титаномаггемитов – ТМГ) [Readman, O'Reilly, 1970]. Эти наблюдения не только подтверждаются, но и существенно дополняются результатами детального изучения магнетитоминералогических свойств образцов-дублей после термообработок (здесь и далее – без изотермических выдержек) в ходе последовательных охлаждений от T^* со скоростью $1^\circ\text{C}/\text{ч}$.

3.2. Результаты термомагнитного анализа

Согласно данным термомагнитного анализа, уже с самого начала остывания процесс ОФ окисления исходной титаномагнетитовой фракции базальта, приводящий к образованию ТМГ, на серии термокривых изменения относительных значений индуктивных намагниченностей $M_i(T)/M_i(T_0)$ (рис. 2а–2в), снятых в поле 0.45 Тл , отчетливо проявился в весьма быстром закономерном смещении T_c основной магнитной фазы до $\approx 520^\circ\text{C}$, что соответствует степени однофазного окисления (z) около 1 для данного состава ТМ [Nishitani, Kono, 1983]. Процесс последующего окислительного распада (оксираспада) новообразованных метастабильных ТМГ отразился в эволюции во времени “хвостовой” части этих кривых на участке выше 520°C , свидетельствующей об относительно медленном появлении и увеличении вклада в M_i новой магнитной фазы, близкой по точке Кюри к природным магнетитам.

Рис. 2г представляет собой полную сводку экспериментально определенных T_c ферромагнитных фаз при различных значениях времени охлаждения отдельных кусочков исходных образцов от каждой из использованных максимальных температур T^* (T_c определялись по минимуму производной $dM_s(T)/dT$, в соответствии с рекомендациями работы [Fabian et al., 2013]). Как видно, температуры Кюри в ходе лабораторного эксперимента занимают три области: первая – $250\text{--}325^\circ\text{C}$ (т.е. вплоть до исчезновения первого минимума

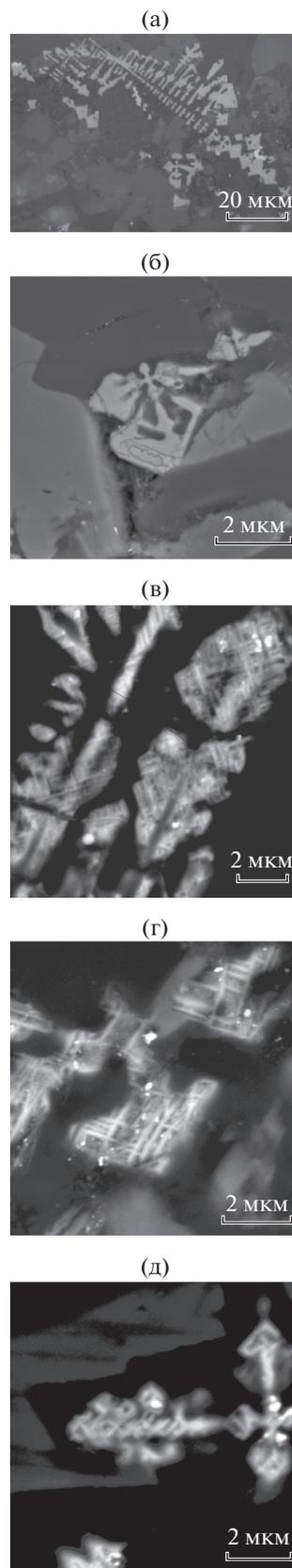


Рис. 1. Микрофотографии (в обратно-рассеянных электронах) полированных участков базальта П-72/4 рифтовой зоны Красного моря в исходном состоянии (а) и после термообработки на воздухе в режиме охлаждения от T^* со скоростью $1^\circ\text{C}/\text{ч}$: (б) – $T^* = 450^\circ\text{C}$, $t = 250\text{ ч}$; (в) – $T^* = 500^\circ\text{C}$, $t = 50\text{ ч}$; (г) – $T^* = 500^\circ\text{C}$, $t = 300\text{ ч}$; (д) – $T^* = 530^\circ\text{C}$, $t = 330\text{ ч}$; (в)–(д) – с травлением поверхности аншлифа соляной кислотой.

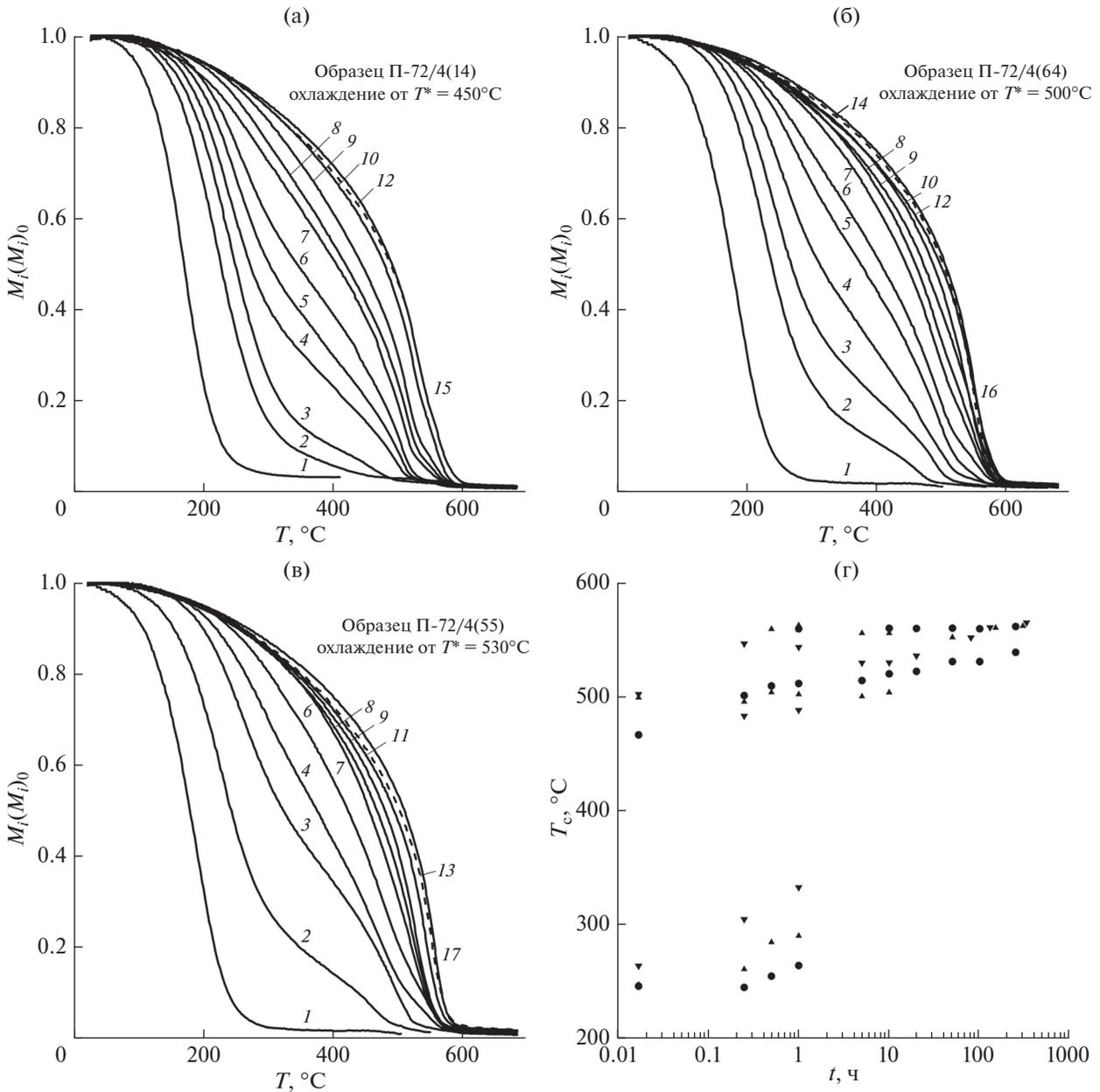


Рис. 2. (а)–(в) – Термомангнитный анализ по индуктивной намагниченности в поле 0.45 Тл (при скорости нагрева $4^{\circ}\text{C}/\text{с}$) мелких кусочков образцов базальта П-72/4: кривые 1 – из исходного состояния; кривые 2 – после первоначального нагрева со скоростью $1^{\circ}\text{C}/\text{с}$ до максимальной температуры T^* с последующим быстрым охлаждением до 20°C , кривые 3–17 – после термообработки в течение разного времени в режиме охлаждения от заданной температуры T^* со скоростью $1^{\circ}\text{C}/\text{ч}$: 3 – 1 мин, 4 – 15 мин, 5 – 30 мин, 6 – 1 ч, 7 – 5 ч, 8 – 10 ч, 9 – 20 ч, 10 – 50 ч, 11 – 80 ч, 12 – 100 ч, 13 – 130 ч, 14 – 150 ч, 15 – 250 ч, 16 – 300 ч, 17 – 330 ч; (г) – зависимость температуры Кюри магнитных фаз от продолжительности охлаждения (логарифмическая шкала) со скоростью $1^{\circ}\text{C}/\text{ч}$: кружки – $T^* = 450^{\circ}\text{C}$, прямые треугольники – $T^* = 500^{\circ}\text{C}$, перевернутые треугольники – $T^* = 530^{\circ}\text{C}$.

соответствующих кривых $dM_s(T)/dT$, отражающая изменения значений T_c основной магнитной фазы образцов на часовом интервале их охлаждения (чем выше T^* , тем больше сдвиг T_c этой фазы в сторону более высоких температур), вторая – $480\text{--}535^{\circ}\text{C}$ (с четким локальным минимумом $dM_s(T)/dT$ с самого начала охладений образ-

цов), отвечающая “средней” T_c областей зерен ТМ в высокоокисленном гомогенном состоянии, и предельная третья – $550\text{--}564^{\circ}\text{C}$ (без явно выраженного минимума $dM_s(T)/dT$ для образцов с $T^* = 450^{\circ}\text{C}$ и с четким минимумом в случае $T^* = 500$ и 530°C), действительно, близка к характерной для природного магнетита [Глевасская, 1983].

Подытоживая результаты термомагнитного анализа, можно заключить, что в ходе маггемитизации, независимо от величины T^* , уже даже просто после повторного нагрева (без выдержки; см. рис. 2а–2в, кривые 2) исходного вещества до заданной T^* в нем присутствуют титаномагнетитовые фазы с максимальной точкой Кюри, превышающей T^* , а наложение процесса гетерофазного преобразования некоторой их части по кривым $dM_s(T)/dT$ регистрируется при 1-часовом, 30 и 15-минутных охлаждениях базальта П-72/4 от T^* , равных 450, 500 и 530°C соответственно. При этом, однако, сохранялась сильная фазовая неоднородность ферритмагнетиков, так что лишь после 100-часовых последовательных охлаждений от $T^* = 530^\circ\text{C}$ и $T^* = 500^\circ\text{C}$ образцы могут характеризоваться “однофазностью” термокривых $M_i(T)/M_i(T_0)$ (рис. 2б–2в, кривые 12 и 13) “магнетитового” типа. Правда, заметим, что, учитывая высокую минералогическую неустойчивость ТМГ к нагревам, следует все же ожидать (особенно, пожалуй, в случае с $T^* = 450^\circ\text{C}$) некоторого реального завышения относительной доли “магнетитового хвоста” кривых $M_s(T)$ непосредственно в ходе выполнения ТМА до высоких температур в воздушной среде.

3.3. Рентгенофазовый анализ

На рентгеновских дифрактограммах проб специально отсепарированных (по методике из работы [Гапеев, Грибов, 2006]) магнитных фракций этих же образцов (рис. 3) процесс лабораторного однофазного окисления ТМ выразился в развитии асимметрии “шпинелевых” дифракционных максимумов в сторону больших брэгговских углов (наиболее замедленно проявившееся в случае охлаждения от $T^* = 450^\circ\text{C}$), что указывало на появление в анализируемой фракции титаномагнетита составов с меньшим параметром кубической кристаллической решетки (*a*). Например, по данным рентгенофазового анализа в ходе охлаждения исходного образца от $T^* = 450^\circ\text{C}$ минимальное значение *a* составило 0.83508 нм, что по диаграмме Нишитани–Коно [Nishitani, Kono, 1983] соответствует степени ОФ окисления ТМ выше 0.8. Кроме того, РФА позволил зафиксировать в порошковых пробах следы ильменита (Илм) и гематита (Гем) после часового охлаждения образцов от $T^* = 500^\circ\text{C}$ и $T^* = 530^\circ\text{C}$. Согласно же расчетам дифрактограмм, полученных по завершении полного цикла остывания, содержание Илм и Гем составило соответственно около 1 и 6% (при $T^* = 500^\circ\text{C}$ и $t = 300$ ч) против 4 и 8% (при $T^* = 530^\circ\text{C}$ и $t = 330$ ч). При этом, судя по отношению изменению содержания всех рентгенографически проиндцированных фаз, образование Гем в ходе настоящего лабораторного эксперимента следует отнести как за счет окисления

ильменитового компонента, так и частичной маргитизации магнетитовой составляющей. В то же время для образцов, охлаждаемых от $T^* = 450^\circ\text{C}$, на рентгенограммах проб наряду с “шпинелевыми” рефлексами было обнаружено лишь самое яркое отражение (104) гематитовой фазы, доля которой, однако, не превысила 3%.

3.4. Изменение параметров магнитного гистерезиса

Магнетоминералогические изменения в образцах отчетливо прослеживаются и по параметрам петель магнитного гистерезиса (в полях ± 0.9 Тл), измеренных при комнатной температуре также после различных по длительности этапов лабораторной термообработки образцов на воздухе в режиме охлаждения от T^* со скоростью $1^\circ\text{C}/\text{ч}$ (рис. 4). Наши соображения относительно схожего временного поведения этих характеристик достаточно полно изложены в работе [Грибов и др., 2018] для случая лабораторного остывания (с аналогичной скоростью) от $T^* = 570^\circ\text{C}$ исходных образцов того же базальта. Приведем формулировки некоторых из них, как вполне применимые к образцам, подвергнутым охлаждению от $T^* = 530^\circ\text{C}$ и $T^* = 500^\circ\text{C}$. “Значительный первоначальный рост гистерезисных параметров, безусловно, следует увязывать с началом структурных преобразований неустойчивых к температурным воздействиям катион-дефицитных ТМ. При этом наблюдаемое согласованное возрастание M_s и M_{rs} определенно связано с возникновением собственно шпинельной фазы, близкой к магнетиту, и отражает увеличение относительно ее содержания и размерности в пределах однодоменности. Параллельное относительно быстрое возрастание V_c , V_{cr} объясняется малыми размерами образующихся магнетитовой и ильменитовой фаз и высокими напряжениями при их когерентном сопряжении. Падение величин M_s , M_{rs} , V_c , V_{cr} после достижения ими своих максимальных значений, несомненно, отражает как нарушение (срыв) когерентности, так и последующую гематизацию межламельной магнетитовой фазы”. Относительно же временного хода изменения параметров магнитного насыщения образца, охлаждаемого от $T^* = 450^\circ\text{C}$ (рис. 4, кривые 1), можно отметить следующее. Первоначальный рост во времени M_s при незначительном изменении M_{rs} , фиксируемые при T_0 с самого начала остывания, очевидным образом связывается с ростом T_c , индуцированным однофазным окислением исходных ТМ. Увеличение же значений M_{rs} , V_c , V_{cr} , наблюдаемое после часовой термообработки, однозначно указывает на начальную стадию окислительного распада некоторой части зерен ТМ, что не противоречит данным ТМА этих образцов, но не согласуется

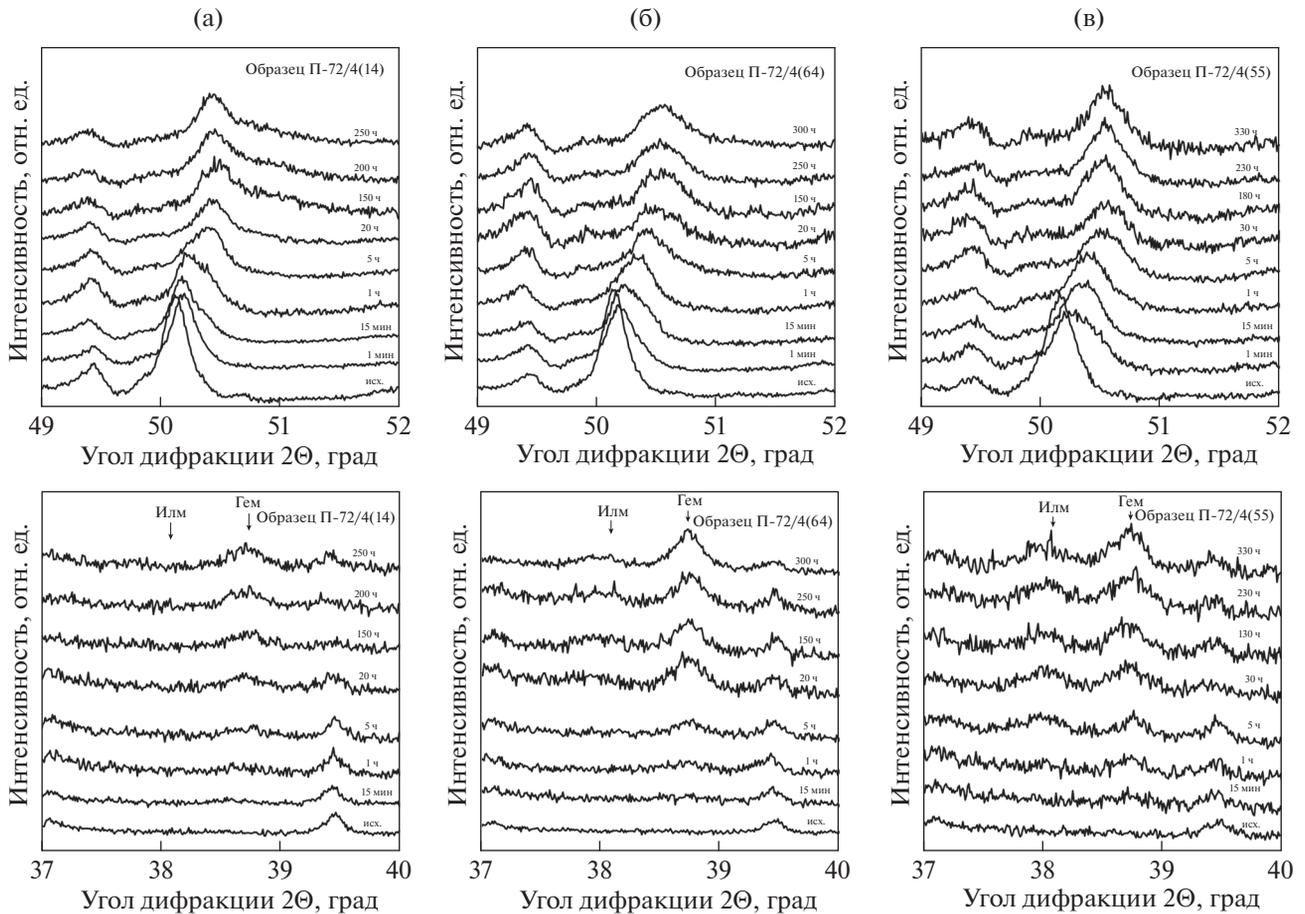


Рис. 3. Фрагменты дифрактограмм отсепарированной магнитной фракции в области рефлексов 400 шпинельной фазы (верхний ряд) и 104 гексагональной фазы (нижний ряд), полученные после резкого охлаждения до 20°C кусочков исходного образца базальта П-72/4 (нижняя дифрактограмма) спустя различные интервалы времени охлаждения на воздухе со скоростью 1°C/ч от T^* : (а) – $T^* = 450^\circ\text{C}$; (б) – $T^* = 500^\circ\text{C}$; (в) – $T^* = 530^\circ\text{C}$. Цифры над кривыми указывают текущее время процесса медленного лабораторного охлаждения. Стрелками обозначены рефлексы от ильменита (Илм) и гематита (Гем).

с результатами их электронно-микроскопического исследования, не выявившего нарушения в структуре зерна, скорее всего, из-за их тонкой дисперсности.

Параметры M_{rs}/M_s и B_{cr}/B_c , отражающие тип доменной структуры (ДС) ферромагнитной фракции образцов как исходных, так и подвергнутым термообработкам, отображены на диаграмме Дзэ [Day et al., 1977] (рис. 5). Собственно, величины данных гистерезисных характеристик ($M_{rs}/M_s = 0.26\text{--}0.27$ и $B_{cr}/B_c = 1.78\text{--}1.79$), рассчитанные по дубль-образцам базальта П-72/4 в естественном магнитном состоянии, отвечают псевдооднодоменному (ПОД) состоянию входящих в его состав титаномagnetитовых зерен [Dunlop, Özdemir, 1997]. Несколько заниженное значение этих соотношений для образцов, испытавших быстрый нагрев до T^* и последующее минутное охлаждение, очевидно, можно соотнести с наложенным эффектом “отжига”, т.е. ослаблением исходного напряженного состояния, типичного

для базальтов океанического типа из-за высокой скорости охлаждения излившейся магмы в водной среде. Наблюдаемое (особенно отчетливо в случае $T^* = 450^\circ\text{C}$ (рис. 5а)) дальнейшее снижение M_{rs}/M_s при сопутствующем увеличении B_{cr}/B_c указывает, по-видимому, на появление в образце суперпарамагнитной (СП) компоненты из-за малого размера “магнетитовых” новообразований на начальной стадии окисраспада ТМГ. Последующий (при спаде B_{cr}/B_c) рост M_{rs}/M_s (существенно больший при охлаждении от $T^* = 500$ и 530°C (рис. 5б–5в, сплошные линии)), в результате чего образцы по ДС очень приблизились к однодоменному (ОД) состоянию, является естественным следствием продолжающегося распада ТМГ, что, безусловно, отражает уменьшение эффективного размера исходных ТМ зерен путем их разделения мелкой “сеткой” магнетит-ильменитовых выделений (см. рис. 1в–1д). Вновь наблюдаемое снижение M_{rs}/M_s при увеличении B_{cr}/B_c при дальнейшем медленном охлаждении образ-

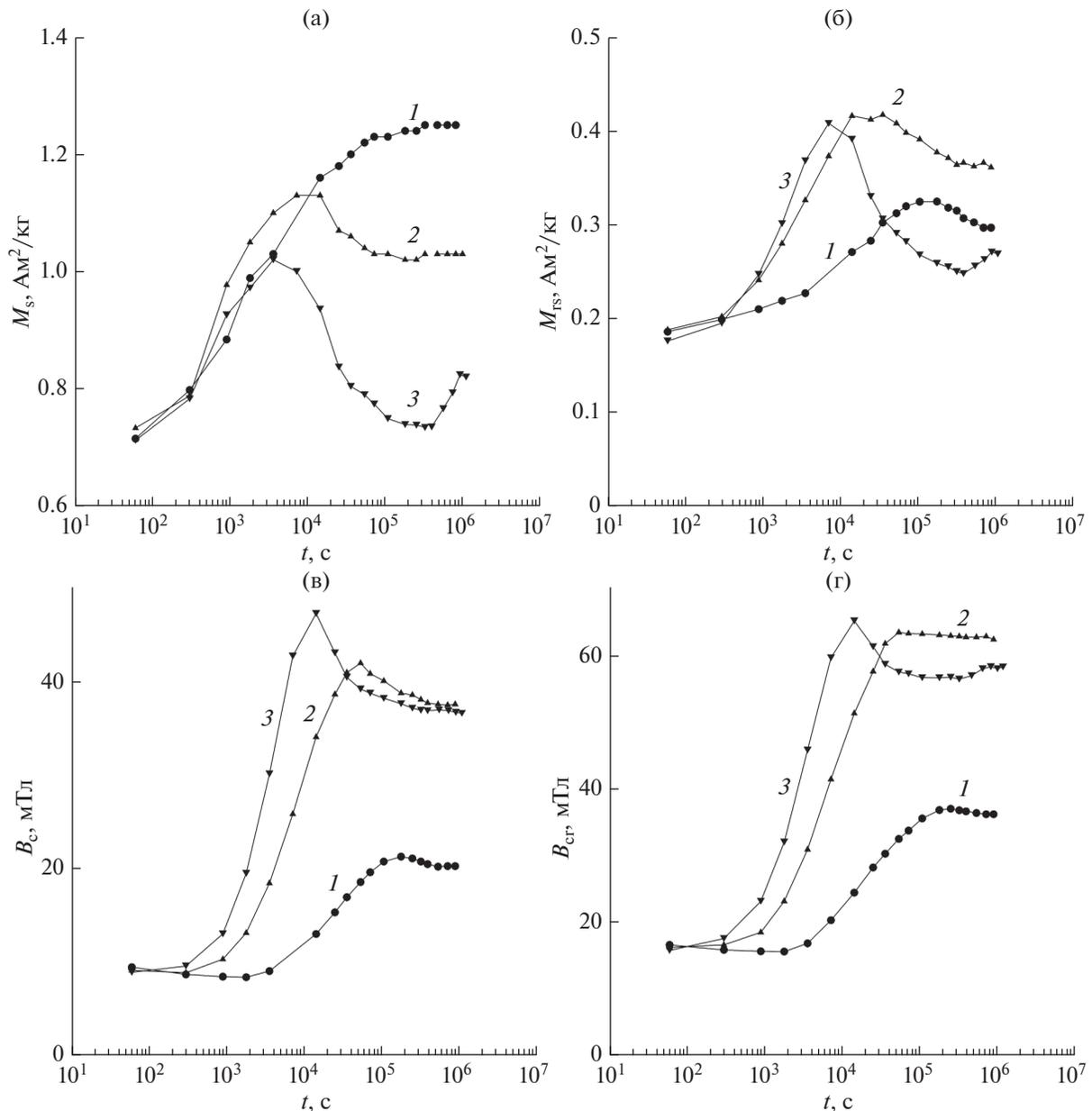


Рис. 4. Изменение гистерезисных магнитных параметров образцов-дублей базальта П-72/4 в зависимости от продолжительности их охлаждения на воздухе со скоростью 1°С/ч от максимальных температур T^* : 1 – $T^* = 450^{\circ}\text{C}$; 2 – $T^* = 500^{\circ}\text{C}$; 3 – $T^* = 530^{\circ}\text{C}$. Все измерения гистерезисных характеристик выполнены при 20°С.

цов может быть обусловлено как продолжающимся огрублением структур распада в сочетании с падением напряжений ввиду увеличения степени однородности титаномагнетитовых зерен по параметру z , так и за счет наложенной гематизации.

3.5. Приобретение TCRM и эксперименты Телье

Результаты мониторинга роста величины термохимической остаточной намагниченности TCRM(T) в зависимости от текущей температуры непрерывного лабораторного остывания на воз-

духе исходных образцов базальта П-72/4 показаны на рис. 6а, из которого ясно видно, что приобретение данного вида намагниченности фиксируется с самого начала измерений (минимальное $t = 5$ мин) в ходе охлаждения породы от T^* .

Учитывая рост спонтанной намагниченности $M_s(T)$ при охлаждении образцов, величину TCRM(T) во время этого процесса можно представить в виде

$$\text{TCRM}(T) = j_s(T) B \int_{T_{cm}}^T c(T_b) \kappa(T_b) / j_s(T_b) dT_b. \quad (1)$$

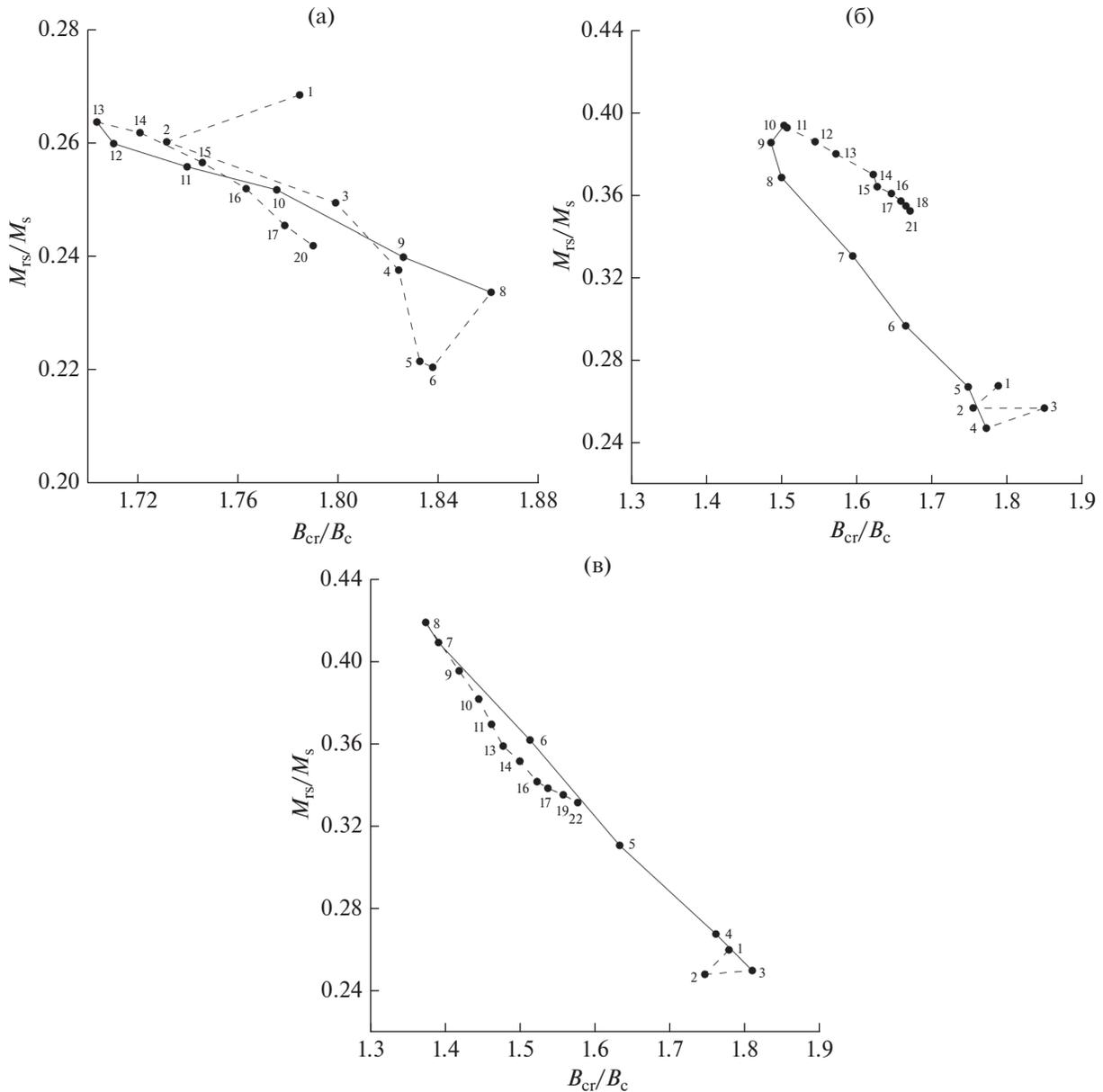


Рис. 5. Распределение на диаграмме Дзя (M_{rs}/M_s по отношению к B_{cr}/B_c) фигуративных точек образца П-72/4 базальта Красного моря в исходном состоянии (1) и после термообработки на воздухе в течение разного времени (2–22) в режиме охлаждения со скоростью $1^\circ\text{C}/\text{ч}$ от максимальной температуры T^* : 2 – 1 мин, 3 – 5 мин, 4 – 15 мин, 5 – 30 мин, 6 – 1 ч, 7 – 2 ч, 8 – 4 ч, 9 – 7 ч, 10 – 10 ч, 11 – 15 ч, 12 – 20 ч, 13 – 30 ч, 14 – 50 ч, 15 – 70 ч, 16 – 90 ч, 17 – 110 ч, 18 – 130 ч, 19 – 150 ч, 20 – 250 ч, 21 – 300 ч, 22 – 330 ч; (а) – $T^* = 450^\circ\text{C}$; (б) – $T^* = 500^\circ\text{C}$; (в) – $T^* = 530^\circ\text{C}$.

Здесь: $j_s(T) = M_s(T)/M_s(T_0)$ – относительная спонтанная намагничённость; $\text{TCRM}(T_b)$ – доля TCRM , заблокированная при T_b ; $c(T_b)$ – относительный объём ферромагнетика; $k(T_b)$ – его специфическая восприимчивость (т.е. взятая по отношению к приобретению TCRM с данной T_b); T_{cm} – максимальная температура Кюри (в нашем случае ее можно принять за температуру Кюри магнетита). В действительности, для оценки реальной интенсивности процесса приобретения TCRM при данной температуре следует исключить зависи-

мость величины TCRM от роста $j_s(T)$ и рассматривать нормированную $\text{TCRM}_n(T) = \frac{\text{TCRM}(T)}{j_s(T)}$. Как видно из рис. 6а, кривые $\text{TCRM}_n(T)$ для образцов с $T^* = 450$ и 500°C показывают “взрывной” рост TCRM_n уже в самом начале охлаждения. В особенности это касается образца с $T^* = 500^\circ\text{C}$, который приобретает почти полную TCRM_n в течение первого получаса. За это же время образец с $T^* = 450^\circ\text{C}$ набирает примерно половину от полной TCRM_n , остальная часть приобретается за после-

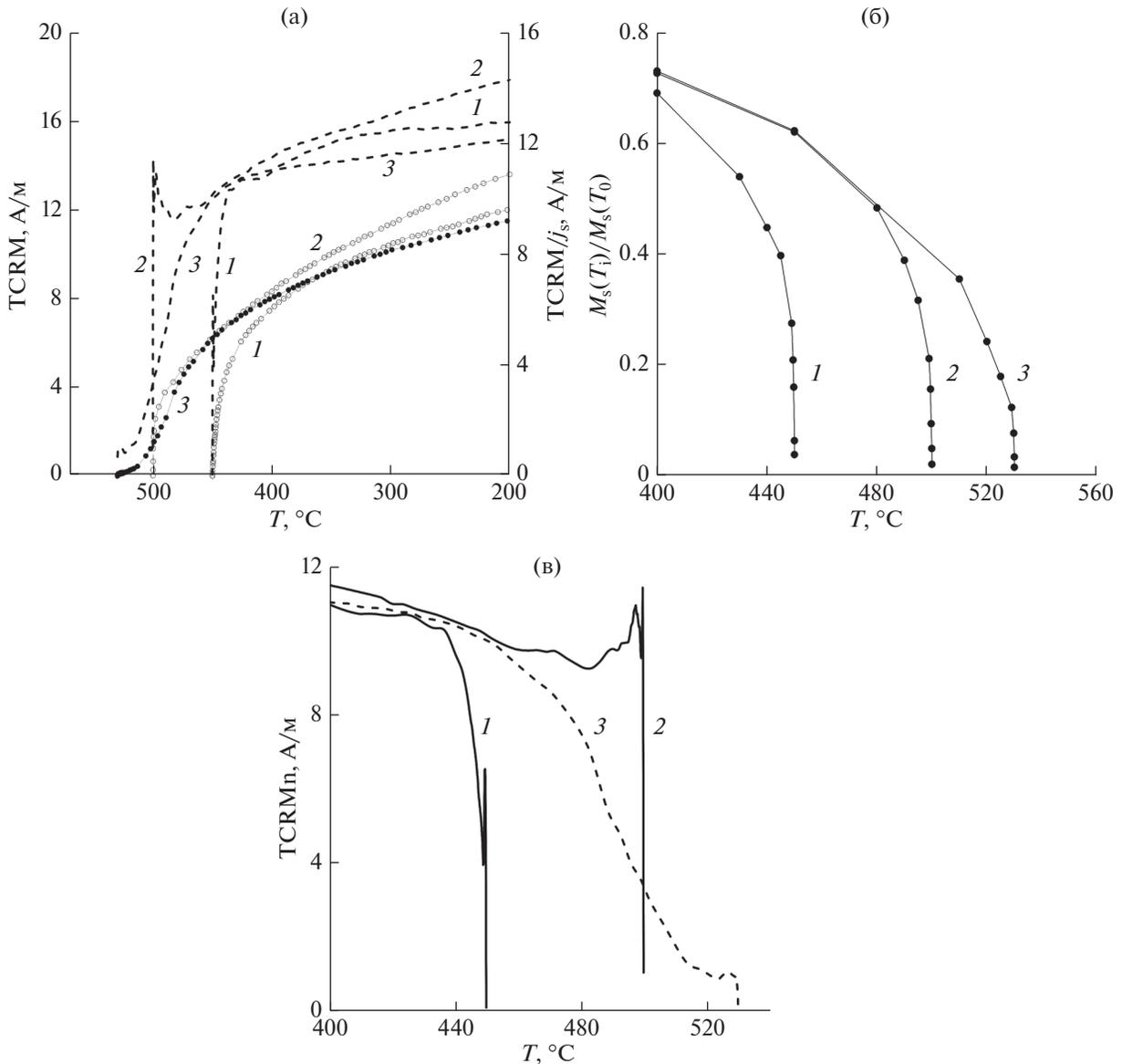


Рис. 6. (а) – Образование TCRM в поле 50 мкТл в ходе непрерывного охлаждения кубиков–дублей свежего образца базальта П-72/4 на воздухе со скоростью 1°С/ч в диапазоне (T^* –200)°С: 1 – $T^* = 450^{\circ}\text{C}$; 2 – $T^* = 500^{\circ}\text{C}$; 3 – $T^* = 530^{\circ}\text{C}$. Пунктирные линии показывают кривые TCRM(T), нормированные на относительную спонтанную намагниченность $j_s(T) = M_s(T)/M_s(T_0)$, полученную на основе данных рис. 2; (б) – поведение $j_s(T)$ для $T > 400^{\circ}\text{C}$; (в) – нормированные на $j_s(T)$ кривые TCRM(T) на начальном этапе охлаждения образцов от T^* до 400°С.

дующие 10–20 ч, т.е. к $T \approx 430^{\circ}\text{C}$. Образец с первоначальной $T^* = 530^{\circ}\text{C}$ ведет себя иначе: после относительно небольшого “взрывного” роста интенсивность TCRM_n(T) переходит к постепенному подъему с падением температуры и этот процесс заканчивается только к $T \approx 400^{\circ}\text{C}$.

Из физических соображений можно полагать, что причина первоначального “взрывного” роста TCRM_n заключается в соответствующем быстром росте содержания ферромагнитного материала $C(T)$ с температурой Кюри T_c выше текущей температуры T уже в самом начале остывания об-

разцов от T^* . Для аргументации этого утверждения перепишем (1), применяя теорему о среднем и определение TCRM_n, в виде:

$$TCRM_n(T) = B \kappa(T_1) / j_s(T_1) C(T), \quad (2)$$

где $\widehat{\kappa/J_s}$ есть величина отношения κ/j_s , взятая при некоторой температуре T_1 из интервала (T, T_c), а $C(T) = \int_{T_{cm}}^T C(T_b) dT_b$ – относительный объем ферромагнетиков с точками Кюри выше текущей температуры T . Оценку $C(T)$ можно выполнить

через $j_s(T)$, для чего представим эту величину в виде:

$$j_s(T) = \int_{T_{cm}}^T j_s(T_c) c(T_c) dT_c = j_s(T_2) C(T), \quad (3)$$

где нами снова применена теорема о среднем, в соответствии с которой T_2 есть некоторая температура из интервала (T, T_c) . Отсюда следует, что концентрация ферромагнетиков с T_c , выше текущей температуры T , с точностью до неопределенного множителя $j_s(T_2)$ (который также зависит от T) пропорциональна интенсивности $j_s(T)$. Функцию $j_s(T)$ при данном t можно получить из кривых $j_s[T(t_i)]$, приведенных на рис. 2а–2в для последовательности времен лабораторного охлаждения t_i путем интерполяции. Результат этого расчета показан на рис. 6б, из которого, действительно, следует, что уже с самого начала мониторинга, в течение первого его часа, наблюдается очень быстрый рост $j_s(T)$.

В свете вышеизложенного это означает, что фиксируемый с самого начала измерений “взрывной” рост TCRM отвечает стадии однофазного окисления исходной титаномагнетитовой фракции базальта; блокирование остаточной намагниченности обуславливается быстрым первоначальным ростом объема высокоокисленных гомогенных областей ТМ зерен, температура Кюри которых превышает текущую температуру образцов. Это говорит о существенном изменении механизма образования TCRM в данных образцах по сравнению с тем, который наблюдался при охлаждении этого же базальта от $T^* = 570^\circ\text{C}$ [Shcherbakov et al., 2019]. Действительно, в последнем случае начало приобретения TCRM фиксировалось только при охлаждении образца до $\approx 540^\circ\text{C}$, когда уже в основном сформировался результирующий масштаб микроструктуры гетерогенного лабораторного преобразования исходных ТМ, и, таким образом, TCRM формировалась, в основном, за счет роста T_c обедненных титаном ячеек структуры оксираспада при практически фиксированном их объеме. Вместе с тем, как мы видели из анализа минералогических изменений при охлаждении образцов от относительно более низких температур $T^* = 500$ и 530°C , в них возникают и гетерофазные структуры (отражающие, в частности, появление “магнетитовых” T_c (см. рис. 2г)), но отвечающие более раннему этапу оксираспада новообразованных ТМГ, нежели при охлаждении от $T^* = 570^\circ\text{C}$. Таким образом, в нашем случае процесс приобретения термохимической остаточной намагниченности включает в себя как рост T_c и объема ОФ окисленных участков титаномагнетитовых зерен, так и рост объема обедненных титаном (относительно исходного ТМ) ячеек микроструктуры последующего окислительного распада.

Из рис. 6в хорошо видно, что “взрывной” рост TCRMn в самом начале эксперимента сопровождается резким пиком кривых TCRMn(T), который для образцов с $T^* = 450$ и 500°C носит просто экстремальный характер. Обращает на себя внимание то, что этот экстремально узкий пик феноменологически очень похож на таковой, возникающий при самообращении термоостаточной намагниченности (TRM) на образцах никеля и ковдорского магнетита [Большаков и др., 1978; Щербаков и др., 1975]. Авторы цитированных работ привели аргументы в пользу того, что причина этого явления лежит в магнитоэлектрическом взаимодействии между магнитоэлектрическими областями – носителями остаточной намагниченности и окружающей их магнитомягкой многодоменной (МД) матрицей. Иными словами, возникновение пика на кривых TCRMn(T) может быть обусловлено перестройкой доменной структуры при увеличении объема ферромагнитных областей с T_c выше текущей T в процессе однофазного окисления исходных ТМ. Можно полагать, что в самом начале процесс магнетизации шел неравномерно, и области с высокой степенью окисления z , а стало быть и с высокой T_c , имели малые размеры и по этой причине обладали ОД или близкой к ней ПОД структурой со значительным остаточным моментом. Однако при дальнейшем ОФ окислении ближайшее окружение этих областей также становилось ферромагнитным при данной температуре и их эффективный размер возрастал. Это обстоятельство естественным образом повлекло за собой перестройку доменных конфигураций до крупных ПОД и МД структур, в результате чего их относительный остаточный магнитный момент падал, что и привело к возникновению столь резкого пика на кривой TCRMn(T).

Диаграммы Араи–Нагаты, построенные по экспериментально полученным TCRM, представлены на рис. 7. Легко видеть, что все зависимости TCRM(pTRM) имеют вид комбинации двух прямолинейных отрезков, стыковка которых для образцов с $T^* = 530$ и 450°C происходит при $T = T^*$ (при $T^* = 500^\circ\text{C}$ низкотемпературная компонента по непонятным пока причинам протягивается до 540°C). Из положения контрольных точек (pTRM-check-points) на рис. 7 следует, что образцы достаточно стабильны к нагревам вплоть до самых высоких температур $\approx 580^\circ\text{C}$.

Результаты расчета напряженности поля образования термохимической остаточной намагниченности по участкам линейной аппроксимации экспериментальных данных на диаграммах Араи–Нагаты (рис. 7а–7в) приведены в табл. 1. Как видно, отклонение расчетного значения магнитного поля ($B_{\text{расч}}$) от истинного B_{TCRM} по отношению низкотемпературному ($(200 - T^*)^\circ\text{C}$) ли-

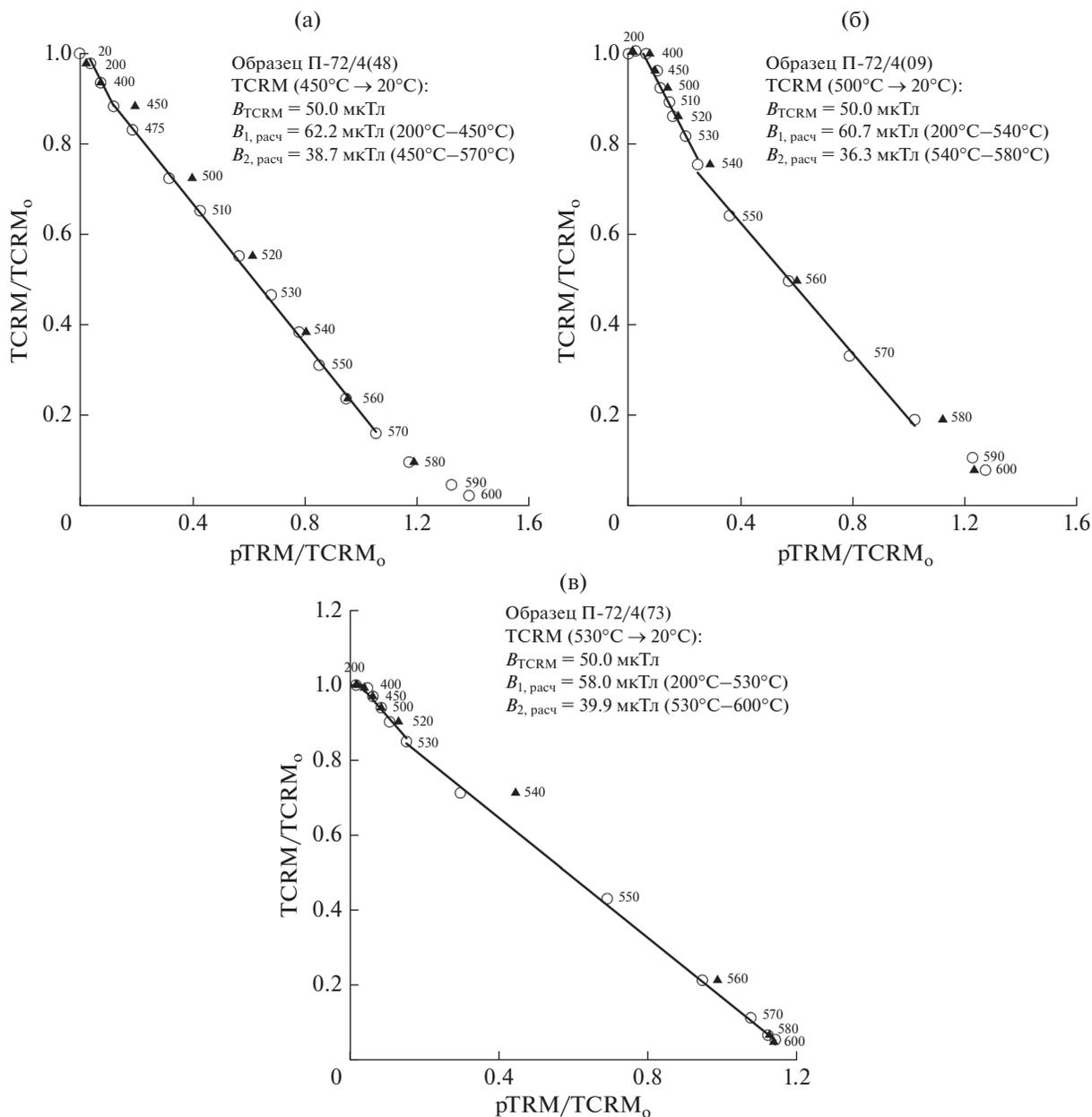


Рис. 7. Диаграммы Арай–Нагаты, построенные по результатам применения процедуры Телье–Коз для образцов базальта П-72/4 рифтовой зоны Красного моря с лабораторными TCRM, индуцированными в поле 50 мкТл в процессе непрерывного охлаждения в диапазоне от T^* до 200°C со скоростью 1°C/ч, а от 200 до 20°C – при отключенном нагреве: (а) – $T^* = 450^\circ\text{C}$; (б) – $T^* = 500^\circ\text{C}$; (в) – $T^* = 530^\circ\text{C}$. Здесь по оси ординат представлено падение TCRM, по оси абсцисс – рост pTRM в ходе нагревательных циклов Телье; все намагниченности нормированы на первичное значение TCRM. Полые кружки представляют положение репрезентативных точек при каждом цикле первичного нагрева, цифры у кружков – температуры нагревов, залитые треугольники – положение check-points. Непрерывная прямая аппроксимирует экспериментальные данные в температурном интервале, по которому делалась оценка искомого магнитного поля образования TCRM.

нейному сегменту диаграммы составило (16–24)% в сторону завышения, тогда как по ее более высокотемпературному (выше T^*) интервалу – (20–27)% уже в сторону занижения значения лабораторного поля, действовавшего при образовании TCRM. Отметим, что достоверность определения $B_{\text{расч}}$ по первому участку диаграмм Арай–Нага-

ты для образцов П-72/4(48) и П-72/4(73) (см. параметр q табл. 1) существенно меньше 5, вследствие чего определения напряженности поля по этим интервалам имеют низкую надежность.

Из физических соображений ясно, что на диаграммах Арай–Нагаты высокотемпературный интервал $T > T^*$ отвечает TCRM в чистом виде,

Таблица 1.

№ дубля	$(T_1, T_2), ^\circ\text{C}$	N	g	q	f	k	$\sigma(k)$	$DRAT, \%$	$B_{\text{расч}}, \text{мкТл}$	$\Delta B, \%$
П-72/4(48)	200–450	11	0.81	1.6	0.09	1.24	0.06	12.3	62.16	24.3
	450–570	10	0.88	51.7	0.74	0.77	0.01	7.0	38.74	–22.5
П-72/4(09)	200–540	17	0.86	4.9	0.25	1.21	0.05	7.9	60.75	21.5
	540–580	5	0.74	12.1	0.61	0.73	0.03	4.6	36.33	–27.3
П-72/4(73)	200–530	16	0.82	2.3	0.15	1.16	0.06	4.2	58.00	16.0
	530–600	8	0.74	40.2	0.82	0.80	0.01	11.7	39.96	–20.1

Примечания: (T_1, T_2) – температурный интервал диаграммы Араи–Нагаты, по которому проводилась аппроксимация для оценки величины искомого магнитного поля образования TCRM; N – число репрезентативных точек в этом интервале. Обозначение $B_{\text{расч}}$ относится к расчетному значению напряженности поля образования TCRM. Параметры g, f, q, σ рассчитаны согласно [Coe et al., 1978] и характеризуют качество полученных результатов. f обозначает долю первичной намагниченности, использованную для линейной аппроксимации, где g определяет однородность распределения репрезентативных точек в выбранном температурном интервале; фактор $q = kfg/\sigma(k)$ отражает интегральную оценку качества данного определения $B_{\text{расч}}$ (удовлетворительным принято считать $q \geq 5$ [Coe et al., 1978]), здесь коэффициент $k = B_{\text{расч}}/B_{\text{лаб}}$ – тангенс угла наклона линии аппроксимации на диаграмме Араи–Нагаты и $\sigma(k)$ – среднеквадратичная ошибка определения коэффициента k ; ΔB – отклонение (в %) $B_{\text{расч}}$ относительно значения лабораторного магнитного поля $B_{\text{лаб}}$, в котором выполнялась процедура Телье (в нашем случае 50 мкТл). Параметр $DRAT$ представляет оценку максимального отклонения значений $rTRM$ -check-points от линии аппроксимации в выбранном температурном интервале; удовлетворительным считается $DRAT \leq 10\%$ [Selkin, Tauxe, 2000].

тогда как низкотемпературный – смеси термохимической и термоостаточной намагниченностей, поэтому появление двух прямолинейных сегментов просто отражает это различие. Дело осложняется и тем фактом, что, как указывалось выше, TCRM может приобретаться различными способами – как через рост T_c , так и путем роста объемов сильно однофазно окисленных участков титаномагнетитовых зерен и обедненных титаном ячеек последующего окисраспада ТМГ, при этом роль каждого из этих механизмов также может быть различна. Обращает на себя внимание тот факт, что для низкотемпературного интервала во всех случаях коэффициент $k > 1$, а для высокотемпературного дело обстоит ровно наоборот: $k < 1$. Напомним, что для TRM $k = 1$, при условии, что поле создания TRM и поле, в котором выполнялся эксперимент Телье, одинаковы. Для TCRM ситуация неоднозначная: если намагниченность приобретается через рост T_c , то k близко к 1 [Shcherbakov et al., 2019], если же через рост объемов, то $k < 1$ [Stacey, Banerjee, 1974]. Имея это в виду, неравенство $k > 1$ для низкотемпературного интервала, скорее всего, объясняется заметным вкладом TRM в остаточную намагниченность в сочетании с эффектом зависимости k от скорости охлаждения. Действительно, в наших экспериментах по созданию TCRM скорость охлаждения образцов составила $1^\circ\text{C}/\text{ч}$, в то время как при выполнении эксперимента Телье – $1^\circ\text{C}/\text{с}$, что на три порядка величины выше, чем при создании TCRM. Учитывая, что при уменьшении скорости охлаждения на порядок величины коэффициент k может возрастать на несколько процентов [Dunlop, Özdemir, 1997; Ferik et al., 2010; Yu, 2011], эффект скорости охлаждения, действительно, следует считать наиболее вероятным кандидатом

для объяснения возникновения завышения $B_{\text{расч}}$ для низкотемпературного интервала диаграммы Араи–Нагаты.

Некоторое занижение величины $B_{\text{расч}}$ для высокотемпературного интервала является вполне ожидаемым результатом, поскольку оно уже не раз фиксировалось в экспериментах с лабораторными TCRM и CRM, приобретенными титаномагнетитсодержащими базальтовыми образцами в ходе длительных отжигов при относительно умеренных температурах $T \leq 530^\circ\text{C}$ [Грибов, 2016; 2017; Грибов и др., 2017; 2018; Gribov et al., 2018; Максимочкин и др., 2020]. Как показал комплекс магнитоминералогических экспериментов, долженных выше, приобретение TCRM в этом случае происходит путем одновременного роста T_c и объема сильно окисленных участков титаномагнетитовых зерен. Теоретический анализ такого комбинированного процесса достаточно сложен и пока что не представлен в литературе, но неравенство $k < 1$ вполне соответствует имеющимся расчетам TCRM для механизма блокировки остаточного момента ОД зерен путем роста их объема [Stacey, Banerjee, 1974; Shcherbakov et al., 2019].

Как уже упоминалось в разделе ВВЕДЕНИЕ, поставленные здесь эксперименты имели своей целью лабораторное моделирование эффектов вторичных прогревов горных пород, магнитная компонента которых изначально представляла собой нестехиометрический (близкий к первично-магматическому) титаномагнетит с относительно низкой $T_c \approx (200–300)^\circ\text{C}$, на результаты определения палеонапряженности. Как показано выше (и ранее, в работах [Грибов, 2016; 2017; Грибов и др., 2017; Gribov et al., 2018]), в лабораторных экспериментах (при условии $T^* > T_c$) всегда

возникает ломаная диаграмма Арай–Нагаты при однокомпонентном векторе остаточной намагниченности, поскольку первоначальная NRM полностью замещается TCRM при нагревах выше исходной T_c . Отметим, что подобные диаграммы Арай–Нагаты нередко встречаются при работе с NRM (см., например, [Kosterov, Prévot, 1998; Smirnov, Tarduno, 2005; Hawkins et al., 2019]). Как следует из результатов наших экспериментов, к определениям палеонапряженности на таких природных образцах следует относиться с крайней осторожностью и принимать их для дальнейшего рассмотрения только если разные прямолинейные сегменты диаграммы Арай–Нагаты соответствуют различным палеомагнитным направлениям. В этом случае можно предполагать, что высокотемпературный интервал сохранил первоначальную NRM, в то время как низкотемпературный интервал был замещен TCRM (или TRM) при вторичном прогреве породы. Если же на диаграмме Арай–Нагаты на фоне однокомпонентной NRM наблюдаются два или более прямолинейных сегментов, такие образцы подлежат отбраковке.

4. ВЫВОДЫ

1. Экспериментальное лабораторное моделирование образования термохимической остаточной намагниченности при прогреве на воздухе титаномагнетитсодержащих базальтовых образцов до умеренных температур, превышающих температуру Кюри исходного материала, с последующим медленным охлаждением показало, что большая часть намагниченности возникает уже в течение первого часа за счет интенсивного однофазного окисления титаномагнетитовой фракции.

2. Диаграммы Арай–Нагаты для образцов, несущих TCRM, образуют ломаную линию, состоящую из двух прямолинейных сегментов. Низкотемпературный интервал отвечает смеси термохимической и термоостаточной намагниченностей и дает слегка завышенное значение лабораторного магнитного поля за счет эффекта низкой скорости охлаждения при создании TCRM и TRM.

3. Высокотемпературный интервал соответствует чистой TCRM, образованной за счет роста как температуры Кюри, так и объемов сильно-окисленных гомогенных областей титаномагнетитовых зерен и обедненных титаном (относительно исходного ТМ) ячеек микроструктуры последующего окислительного распада. Определение по этому интервалу диаграммы Арай–Нагаты напряженности поля создания TCRM приводит к ее занижению на 20–27%.

4. Определения палеонапряженности на природных образцах, демонстрирующих ломаную диаграмму Арай–Нагаты, с большой вероятностью могут быть ошибочны и их следует отверг-

нуть, если вектор NRM на соответствующих интервалах температур не изменяет направления.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при поддержке госзадания ИФЗ РАН и гранта РФФИ 20-05-00215.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Большаков А.С., Ганеев А.К., Дашевская Д.М., Мельников Б.Н., Щербаков В.П.* Об аномальном поведении остаточной намагниченности ферромагнетиков при их терморазмагничивании в районе фазового перехода // *Физика твердого тела*. 1978. Т. 20. № 1. С. 277–278.
- Ганеев А.К., Грибов С.К.* Особенности дифракции рентгеновских лучей на спинодально распавшихся природных титаномагнетитах // *Физика Земли*. 2006. № 12. С. 77–83.
- Глевасская А.М.* Магнитные минералы и магнетизм вулканитов. Киев: Наук. думка. 1983. 208 с.
- Грибов С.К.* Оценка влияния процессов однофазного окисления и последующего распада природных титаномагнетитов на результаты определения палеонапряженности методом Телье (по данным лабораторного моделирования). “Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент”. Материалы Международной школы-семинара по проблемам палеомагнетизма и магнетизма горных пород. Санкт-Петербург, Петергоф 3–7 октября 2016. Ярославль: Филигрань. 2016. С. 40–47. ISBN 978-5-906682-69-7.
- Грибов С.К.* Экспериментальное исследование влияния химического намагничивания титаномагнетитсодержащих базальтов на результаты определения палеонапряженности методом Телье // *Геофизические исследования*. 2017. Т. 18, № 1. С. 37–48. <https://doi.org/10.21455/gr2017.1-3>
- Грибов С.К., Долотов А.В., Щербаков В.П.* Экспериментальное моделирование химической остаточной намагниченности и методики Телье на титаномагнетитсодержащих базальтах // *Физика Земли*. 2017. № 2. С. 109–128. <https://doi.org/10.7868/S0002333717010069>
- Грибов С.К., Щербаков В.П., Афиногенова Н.А.* Лабораторное моделирование метода определения палеонапряженности по процедуре Телье–Коэ на породах, несущих TCRM. Проблемы геокосмоса. Материалы 12-й международной школы-конференции. Санкт-Петербург, Петергоф. 8–12 октября 2018 г. СПб.: изд-во ВВМ. 2018. С. 64–70.
- Максимочкин В.И., Грачев Р.А., Целебровский А.Н.* Определение поля формирования искусственной CRM и rCRM методом Телье на различных стадиях окисления природного титаномагнетита // *Физика Земли*. 2020. № 3. С. 134–146. <https://doi.org/10.31857/S0002333720030047>
- Щербаков В.П., Большаков А.С., Мельников Б.Н.* Аномальная температурная зависимость остаточной намагниченности ферромагнетиков // *Докл. АН СССР*. 1975. Т. 224. № 6. С. 1315–1317.
- Coe R.S.* The determination of paleointensities of the Earth's magnetic field with special emphasize on mecha-

- nisms which could cause nonideal behavior in Thellier method // *J. Geomag. Geoelectr.* 1967. V. 19. № 3. P. 157–179.
<https://doi.org/10.5636/jgg.19.157>
- Coe R.S., Gromme C.S., Mankinen E.A.* Geomagnetic paleointensities from radiocarbon-dated lava flows on Hawaii and the question of the Pacific nondipole low // *J. Geophys. Res.* 1978. V. 83. № B4. P. 1740–1756.
<https://doi.org/10.1029/JB083iB04p01740>
- Day R., Fuller M., Schmidt V.A.* Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain-size and compositional dependence // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1977. V. 13. № 4. P. 260–267.
[https://doi.org/10.1016/0031-9201\(77\)90108-X](https://doi.org/10.1016/0031-9201(77)90108-X)
- Dunlop D., Özdemir Ö.* *Rock Magnetism. Fundamentals and Frontiers.* Cambridge Univ. Press. N.Y. 1997. 573 p.
<https://doi.org/10.1017/CBO9780511612794>
- Fabian K., Shcherbakov V.P., McEnroe S.A.* Measuring the Curie temperature // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* 2013. V. 14. P. 947–961.
<https://doi.org/10.1029/2012GC004440>
- Ferk A., von Aulock F.W., Leonhardt R., Hess K.-U., Dingwell D.B.* A cooling rate bias in paleointensity determination from volcanic glass: An experimental demonstration // *J. Geophys. Res.* 2010. V. 115. P. B08102.
<https://doi.org/10.1029/2009JB006964>
- Gribov S.K., Shcherbakov V.P., Aphinogenova N.A.* Magnetic properties of artificial CRM created on titanomagnetite-bearing oceanic basalts. Recent advances in rock magnetism, environmental magnetism and paleomagnetism. International Conference on Geomagnetism. Paleomagnetism and Rock Magnetism (Kazan, 2017). Springer Geophysics. 2018. P. 173–194.
<https://doi.org/10.1007/978-3-319-90437-5>
- Hawkins L.M.A., Anwar T., Shcherbakova V.V., Biggin A.J., Kravchinsky V.A., Shatsillo A.V., Pavlov V.E.* An exceptionally weak Devonian geomagnetic field recorded by the Viluy Traps, Siberia // *Earth Planet. Science Lett.* 2019. V. 506. P. 134–145.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.10.035>
- Kosterov A. A., Prévot M.* Possible mechanisms causing failure of Thellier paleointensity experiments in some basalts // *Geophys. J. Int.* 1998. V. 134. P. 554–572.
<https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.1998.00581.x>
- Nagata T., Arai Y., Momose K.* Secular variation of the geomagnetic total force during the last 5000 years // *J. Geophys. Res.* 1963. V. 68. № 18. P. 5277–5281.
<https://doi.org/10.1029/j.2156-2202.1963.tb00005.x>
- Nishitani T., Kono M.* Curie temperature and lattice constant of oxidized titanomagnetite // *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 1983. V. 74. № 2. P. 585–600.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1983.tb01890.x>
- Petersen N., Vali H.* Observation of shrinkage cracks in ocean floor titanomagnetites. *Physics of the Earth and Planetary Interiors.* 1987. V. 46. № 1–3. P. 197–205.
[https://doi.org/10.1016/0031-9201\(87\)90182-8](https://doi.org/10.1016/0031-9201(87)90182-8)
- Prévot M., Mankinen E., Grommé S., Lecaille A.* High paleointensities of the geomagnetic field from thermomagnetic studies on rift valley pillow basalts from the Mid-Atlantic Ridge // *J. Geophys. Res.* 1983. V. 88. № B3. P. 2316–2326.
<https://doi.org/10.1029/JB088iB03p02316>
- Readman P.W., O'Reilly W.* The synthesis and inversion of non-stoichiometric titanomagnetites // *Phys. Earth Planet. Int.* 1970. V. 4. № 2. P. 121–128.
[https://doi.org/10.1016/0031-9201\(71\)90007-0](https://doi.org/10.1016/0031-9201(71)90007-0)
- Selkin P.A., Tauxe L.* Long-term variations in paleointensity // *Philos. Trans. R. Soc. London, ser. A.* 2000. V. 358. № 1768. P. 1065–1088.
<https://doi.org/10.1098/rsta.2000.0574>
- Shcherbakov V.P., Gribov S.K., Lhuillier F., Aphinogenova N.A., Tsel'movich V.A.* On the reliability of absolute paleointensity determinations on basaltic rocks bearing a thermochemical remanences // *J. Geophys. Res.* 2019. V. 124. № 8. P. 7616–7632.
<https://doi.org/10.1029/2019JB017873>
- Smirnov A.V., Tarduno J.A.* Thermochemical remanent magnetization in Precambrian rocks: are we sure the geomagnetic field was weak? // *J. Geophys. Res.* 2005. V. 110. № B06103.
<https://doi.org/10.1029/2004JB003445>
- Stacey F.D., Banerjee S.K.* *The Physical Principles of the Rock Magnetism,* Amsterdam: Elsevier. 1974. 195 p.
- Thellier E., Thellier O.* Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique // *Ann. Geophys.* 1959. V. 15. № 3. P. 285–376.
- Yu Y.* Importance of cooling rate dependence of thermoremanence in paleointensity determination // *J. Geophys. Res.* 2011. V. 116. P. B09101.
<https://doi.org/10.1029/2011JB008388>

Properties of the Thermochemical Remanent Magnetization Acquired by Slow Laboratory Cooling of Titanomagnetite-Bearing Basalt Samples from Different Temperatures: and the Results of Application of the Thellier Method

S. K. Gribov^{a,*}, V. P. Shcherbakov^a, V. A. Tsel'movich^a, and N. A. Afinogenova^a

^a*Geophysical Observatory "Borok", Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Borok, Yaroslavl oblast, 152742 Russia*

**e-mail: gribov@borok.yar.ru*

Experiments on the acquisition of thermochemical remanent magnetization (TCRM) in basalt samples containing titanomagnetite (TM) with the Curie temperature T_c of $\sim 200^\circ\text{C}$ by their rapid heating to maximum temperatures T^* from 450 to 530°C followed by slow cooling in the laboratory magnetic field B_{lab} were performed. A complex of the magnetomineralogical studies including electron microscopy, X-ray diffraction and thermomagnetic analyzes, and measurements of magnetic hysteresis parameters at different stages of pre-

liminary thermal treatment of the initial samples were carried out. It is shown that as early as the very beginning of the cooling process, all samples demonstrate explosive growth of TCRM corresponding to the stage of rapid single-phase oxidation of the initial titanomagnetite fraction of basalt, and that TCRM is acquired by the increase of T_c and volume of single-phase oxidized parts of TM grains as well as by the growth of the volume of Ti-depleted (relative to the initial TM) cells of microstructure of the subsequent oxidative exsolution. The Arai-Nagata diagrams for the TCRM-carrying samples have a form of a broken line consisting of two linear segments. The low-temperature interval $T < T^*$ corresponds to a mixture of thermochemical and thermoremanent (TRM) magnetizations and gives a slightly overestimated B_{lab} strength value (due to the effect of low cooling rate during the acquisition of TCRM and TRM). The high-temperature interval corresponds to pure TCRM and the B_{lab} strength determined from this interval is underestimated by 20–27%. It is recommended to reject samples whose Arai-Nagata diagram has two or more rectilinear segments against the background single-component NRM.

Keywords: titanomagnetites, single-phase oxidation, oxidative exsolution, thermochemical remanent magnetization, Thellier method, paleointensity

О ВАРИАЦИЯХ ПАРАМЕТРОВ ПЛАЗМЫ ИОНОСФЕРЫ, НАБЛЮДАЕМЫХ ПОСРЕДСТВОМ ИОНОЗОНДА И НА МАГНИТНОЙ СТАНЦИИ В ДИАПАЗОНЕ ПЕРИОДОВ ПЛАНЕТАРНЫХ ВОЛН

© 2021 г. С. А. Рябова^{1,2,*}, С. Л. Шалимов^{2,3,**}

¹Институт динамики геосфер им. академика М.А. Садовского РАН, г. Москва, Россия

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

³Институт космических исследований РАН, г. Москва, Россия

*E-mail: riabovasa@mail.ru

**E-mail: pmsk7@mail.ru

Поступила в редакцию 28.12.2020 г.

После доработки 18.03.2021 г.

Принята к публикации 24.03.2021 г.

Рассмотрены вариации геомагнитного поля и критической частоты F_2 -слоя в диапазоне периодов планетарных волн в зимний период. Измерения осуществлялись посредством магнитометра и вертикального радиозондирования ионозондом на близких станциях (ст. Бельск и ст. Варшава) и позволяли регистрировать вариации ионосферного тока в нижней и плотности плазмы в верхней ионосфере соответственно. Спектральное оценивание выполнено для зимнего периода 2018–2019 гг. (низкая солнечная активность) и 2014–2015 гг. (высокая солнечная активность). Обнаружено присутствие практически синхронных вариаций в указанном диапазоне периодов как на наземной магнитометрической станции, так и в измерениях критической частоты слоя F_2 . При этом в спектрах временных вариаций геомагнитного поля и критической частоты F_2 -слоя в диапазоне планетарных волн в зимний период присутствуют как гармоники, связанные с солнечной активностью, так и гармоники, соответствующие квази-16-дневной и квази-10-дневной планетарным волнам. Предложен механизм появления 16- и 10-дневных вариаций в верхней ионосфере.

Ключевые слова: планетарные волны, вариации плотности ионосферной плазмы, вариации магнитного поля Земли, модуляция, лунно-солнечный прилив.

DOI: 10.31857/S0002333721060065

ВВЕДЕНИЕ

Исследования вариаций плотности ионосферной плазмы, проводимые в последние годы, показывают, что, наряду с солнечной и магнитной активностью, на ионосферу оказывают сопоставимое с ними по мощности воздействие атмосферные волны [Данилов и др., 1987; Шалимов, 2018]. Даже в спокойные в геомагнитном отношении периоды ионосфера остаётся возмущенной [Forbes et al., 2000]: изменчивость плотности электронов в ионосферном максимуме ионизации (F -слой) достигает 35% относительно средней величины (с периодами вариаций от часов до двух дней) и 20% для вариаций с периодами от 2 до 30 дней. Последний диапазон включает периоды так называемых волн Россби или атмосферных планетарных волн. И хотя именно приливам принадлежит основная роль в перераспределении энергии Солнца обратно в геокосмос, влияние остальных волн, в частности, планетарных, име-

ющих также заметную интенсивность, в практическом смысле также существенно.

Типичные для планетарных волн периоды (близкие к периодам 2, 5, 10 и 16 дней) были сначала обнаружены в вариациях (5-дневных) ионосферного поглощения радиоволн (D -область), которые ассоциировались с одновременными 5-дневными волнами в стратосфере [Frazer, 1977]. Позднее по наземным наблюдениям были зарегистрированы квази-16-дневные осцилляции горизонтальной компоненты магнитного поля и одновременные осцилляции критической частоты ионосферного слоя F [Forbes, Leveroni, 1992]. Эти осцилляции предлагалось рассматривать как следствие проникновения энергии атмосферных планетарных волн на высоты ионосферы. По данному глобальной сети ионозондов (за 20-летний период) обнаружено, что квази-2-дневные вариации критической частоты слоя F иногда достаточно хорошо коррелируют с квази-2-дневными волнами в мезосфере [Forbes, Zhang, 1997]. Одна-

ко наряду с результатами, подтверждающими в целом подобие спектров возмущений (в диапазоне периодов планетарных волн) в атмосфере и различных ионосферных слоях, было обращено внимание и на явные расхождения между ожидаемой (в рамках простой гипотезы о распространении планетарных волн в ионосфере) и наблюдаемой картинами возмущений [Lawrence, Jarvis, 2001; Apostolov et al., 1995; Шалимов и др., 2006]. В частности, возмущения в мезосфере и F -слое ионосферы часто коррелируют, в то же время между стратосферой и мезосферой корреляция может отсутствовать; также может отсутствовать корреляция между мезосферой и E -слоем ионосферы [Lawrence, Jarvis, 2001].

Принимая во внимание, что вертикальная скорость планетарных волн невелика (2–10 км/день), можно допустить, что связь между стратосферой и мезосферой, а также мезосферой и E -слоем ионосферы может наблюдаться со значительной задержкой во времени [Рябова, Шалимов, 2021]. Кроме того, моделирование распространения планетарных волн в верхнюю атмосферу [Nagan et al., 1993] и эксперимент [Deng et al., 1997] показывают, что эти возмущения не должны проникать существенно выше 100 км. Между тем, согласно эксперименту, вариации с периодами планетарных волн одновременно наблюдаются не только в нижней, но и в верхней ионосфере. При этом неявно предполагалось [Forbes, Zhang, 1997], что связь между нижней и верхней ионосферой практически мгновенная, что могло бы указывать на электромагнитный механизм взаимодействия слоёв или на общий для обоих ионосферных слоёв (E и F), внешний по отношению к ним процесс, синхронно изменяющий их параметры.

Так или иначе, но эти экспериментальные результаты и теоретические представления показывают, что достаточно ясное понимание причин вариаций ионосферной плотности в диапазоне атмосферных планетарных волн и механизмов воздействия этих волн на ионосферные слои на сегодняшний день отсутствует. Поэтому необходимы дальнейшие исследования этих вопросов.

В настоящей работе анализируются спектры вариаций параметров плазмы ионосферы на двух уровнях – в нижней (E -слой) и верхней (F -слой) ионосфере в диапазоне планетарных волн (на примере квази-16 и 10-дневных волн). При проведении исследований использовались данные геомагнитного мониторинга на Центральной геофизической обсерватории “Бельск” Геофизического института Польской академии наук (Польша, г. Бельск) и результаты высотно-частотного зондирования ионосферы в виде ионограмм, полученные Центром космических исследований Польской академии наук (Польша, г. Варшава). При этом наземные геомагнитные вариации от-

ражают процессы в E -слое ионосферы, тогда как ионозонд позволяет исследовать вариации плотности плазмы в F -слое ионосферы.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Расстояние между пунктами наблюдений (г. Бельск и г. Варшава) составляет 50 км. Этот разнос меньше характерных неоднородностей в ионосфере, что позволяет проводить сопоставление вариаций компонент геомагнитного поля и характеристик ионосферы.

Регистрация вариаций трех компонент геомагнитного поля на обсерватории “Бельск” выполняется с помощью торсионного кварцевого вариометра системы В.Н. Боброва [Jankowski et al., 1984]. Этот магнитометр имеет хорошую долгосрочную стабильность базовых значений (несколько нТл в год) и разрешение около 0.01 нТл. Температурный коэффициент вариометра составляет 0.2 нТл/К. Данные регистрации компонент геомагнитного поля на обсерватории “Бельск” размещены на сайте Международной сети INTERMAGNET¹. Географические координаты обсерватории “Бельск”: 51.837° с.ш., 20.792° в.д.

В настоящей работе в качестве характеристики ионосферы использовались результаты определения критической частоты $F2$ -слоя на основе анализа ионограмм. Центром космических исследований Польской академии наук высотно-частотное зондирование ионосферы выполняется в г. Варшава с помощью ионозонда VISRC2. Технические характеристики ионозонда: мощность 10 кВт, длительность импульса 100 мс, период дискретизации 5 мкс, разрешение по частоте 25 Гц, аппаратное разделение обыкновенной и необыкновенной компонент. Зондирование выполняется каждые 15 мин. Географические координаты ионозонда: 52.21° с.ш., 21.06° в.д. Ионограммы размещены на сайте Центра космических исследований Польской академии наук².

МЕТОДЫ ОБРАБОТКИ И АНАЛИЗА ДАННЫХ

Обработка данных геомагнитного мониторинга

Результаты наших предыдущих исследований анализа частотного состава геомагнитных вариаций, зарегистрированных на Геофизической обсерватории “Михнево” Института динамики геосфер им. академика М.А. Садовского РАН [Riabova, Shalimov, 2020; Рябова, Шалимов, 2021], свидетельствуют о том, что в спектрах в диапазо-

¹ Сайт Международной сети INTERMAGNET (International RealTime Magnetic Observatory Network): <http://www.intermagnet.org>

² Сайт Центра космических исследований Польской академии наук: <http://www.rwc.cbk.waw.pl>

нах, близких к периодам планетарных волн, наиболее ярко проявляются гармоники, соответствующие приливному и планетарным волнам, а также гармоники с модуляционным воздействием проявляются в горизонтальной компоненте геомагнитного поля.

При проведении настоящих исследований в качестве характеристики вариаций геомагнитного поля использовались вариации горизонтальной компоненты геомагнитного поля, вычисленной по данным регистрации северной (B_x) и восточной компонент (B_y) на обсерватории “Бельск” по формуле:

$$B_h = \sqrt{B_x^2 + B_y^2}.$$

В результате обработки данных геомагнитного мониторинга были сформированы цифровые ряды с дискретизацией 1 мин за два временных интервала (декабрь 2014 г.—февраль 2015 г., декабрь 2018 г.—февраль 2019 г.).

Обработка и анализ ионограмм

Ионограммы регистрируют следы отражений высокочастотных импульсных радиосигналов, генерируемых ионозондами, от различных слоев ионосферы. Обработка и анализ ионограмм дают информацию о состоянии основных ионосферных слоев ($F2$, $F1$, E , E_s) [Perrone et al., 2017; Mochalov, Mochalova, 2019] и о высотном профиле электронной концентрации в ионосфере [Scotto, 2009; Scotto et al., 2012].

Наиболее высокая частота, отраженная от какого-либо ионосферного слоя при вертикальном зондировании, называется критической частотой этого слоя (так, для слоя $F2$, результаты зондирования которого далее анализируются, критическая частота записывается как f_0F2).

С 2008 г. ионозонд VISRC2 снабжен программой автоматической обработки данных Autoscala [Rezzorane et al., 2008; Enell et al., 2016], которая обеспечивает получение основных ионосферных параметров каждые 15 мин.

При проведении настоящих исследований в процессе анализа экспериментальных данных каждая ионограмма подвергалась ручной обработке и интерпретации по методике URSI [Руководство..., 1977]. Следует отметить, что определение ионосферных характеристик, в том числе критической частоты $F2$ -слоя, часто затруднено. При анализе ионограмм отсутствие измерений или сомнительность в правильности определения характеристики помечается в соответствии с принятыми обозначениями [Wakai et al., 1987].

В результате обработки ионограмм были сформированы неэквидистантные цифровые ряды значений критической частоты $F2$ -слоя с дискретизацией 15 мин за два временных интервала (де-

кабрь 2014 г.—февраль 2015 г., декабрь 2018 г.—февраль 2019 г.).

Спектральный анализ

С целью получения информации о частотном составе исследуемых цифровых рядов в настоящей работе использовался спектральный анализ.

При выполнении спектрального оценивания мы не смогли применить используемый ранее и хорошо зарекомендовавший себя при анализе спектров на частотах, близких к планетарным волнам, параметрический метод на основе авторегрессионной модели [Riabova, Shalimov, 2020; Рябова, Шалимов, 2021], поскольку этот метод применяется только к эквидистантным рядам. Конечно, можно было бы привести наши неэквидистантные ряды к эквидистантному виду, применив, например, методики, описанные в работе [Рябова, Спивак, 2019]. Однако, учитывая количество отчетов, отсутствующих последовательно в цифровых данных значений критической частоты $F2$ -слоя (с 29.12.2018 г. по 31.12.2018 г. за исключением нескольких периодogramм, данные с ионозонда не были получены), было решено в рамках настоящих исследований применить метод спектрального оценивания неэквидистантных рядов, предложенный Ломбом [Lomb, 1976] и впоследствии модернизированный автором работы [Scargle, 1982]. В основе метода Ломба—Скаргла лежит аппроксимация методом наименьших квадратов ((МНК)-аппроксимация) сигнала гармоническими функциями.

В методе Ломба—Скаргла для ряда x_i , $i = 1, 2, \dots, n$ рассчитывается нормализованная периодограмма (периодограмма Ломба—Скаргла), определяемая как:

$$I(\omega_j) = \frac{1}{2\sigma^2} \left\{ \frac{\left[\sum_{i=1}^N (x(t_i) - \bar{x}) \cos[\omega_j(t_i - \tau)] \right]^2}{\sum_{i=1}^N \cos^2[\omega_j(t_i - \tau)]} + \frac{\left[\sum_{i=1}^N (x(t_i) - \bar{x}) \sin[\omega_j(t_i - \tau)] \right]^2}{\sum_{i=1}^N \sin^2[\omega_j(t_i - \tau)]} \right\},$$

где: $\omega_j = 2\pi f_j$ — круговая частота; \bar{x} — среднее значение; σ^2 — дисперсия. Характерный масштаб τ определяется из соотношения: $\tau(\omega_j) =$

$$= \frac{1}{2\omega_j} \frac{\sum_{i=1}^N \sin[2\omega_j t_i]}{\sum_{i=1}^N \cos[2\omega_j t_i]}.$$

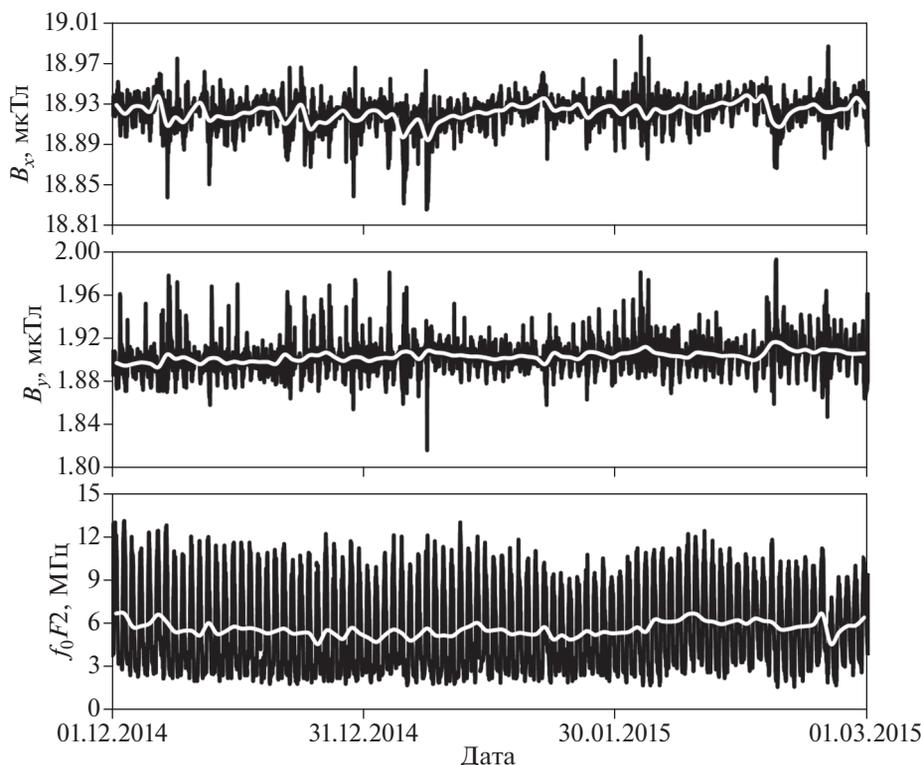


Рис. 1. Вариации B_x , B_y (обсерватория “Бельск”) и f_0F2 (г. Варшава) за период с декабря 2014 г. по февраль 2015 г. Белой линией показаны среднесуточные значения.

Отличительной особенностью метода является то, что оценка данных происходит по самим точкам отсчетов, а не по временным промежуткам, что позволяет сигналу иметь переменный шаг дискретизации.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Анализ временных вариаций

Временные вариации горизонтальных компонент (B_x , B_y) геомагнитного поля, зарегистрированные на обсерватории “Бельск”, и временные вариации критической частоты $F2$ -слоя, определенной по данным высотно-частотного ионосферного зондирования в г. Варшава, приведены на рис. 1 за зимний период 2014–2015 гг. и на рис. 2 за зимний период 2018–2019 гг.

В ходе анализа суточных вариаций геомагнитного поля на обсерватории “Бельск” было установлено, что суточный ход, характерный для средних широт в северном полушарии [Рябова, Спивак, 2019; Riabova, 2021], прослеживается в обоих компонентах магнитного поля Земли. В зимний период времени величины f_0F2 меняются в широких пределах, причем в суточном ходе временные вариации f_0F2 достигают максимума в ~ 9 – 12 UT. Анализ вариаций среднесуточных значений компонент геомагнитного поля и критиче-

ской частоты $F2$ -слоя (рис. 1 и рис. 2) демонстрирует сложную картину периодик. Для выделения определенных периодичностей в рассматриваемых цифровых рядах в настоящей работе выполнялось спектральное оценивание.

Результаты спектрального оценивания

На первом этапе было выполнено сопоставление спектров геомагнитных вариаций, полученных по методу Ломба–Скаргла (в том числе, с искусственно созданным длинным пропуском данных) и по параметрическому методу на основе авторегрессионной модели. В результате тестирования было установлено, что спектры, полученные разными методами, практически совпадают.

Остановимся подробнее на спектрах геомагнитных вариаций (B_n) и временных вариаций критической частоты $F2$ -слоя (f_0F2), полученных с применением метода Ломба–Скаргла для спектрального анализа данных с неравномерными отсчетами.

В качестве примера на рис. 3 приведен спектр горизонтальной составляющей геомагнитного поля за период с декабря 2018 г. по февраль 2019 г. Как видно из рис. 3, спектр геомагнитных вариаций в период низкой солнечной активности характеризуется рядом спектральных гармоник в

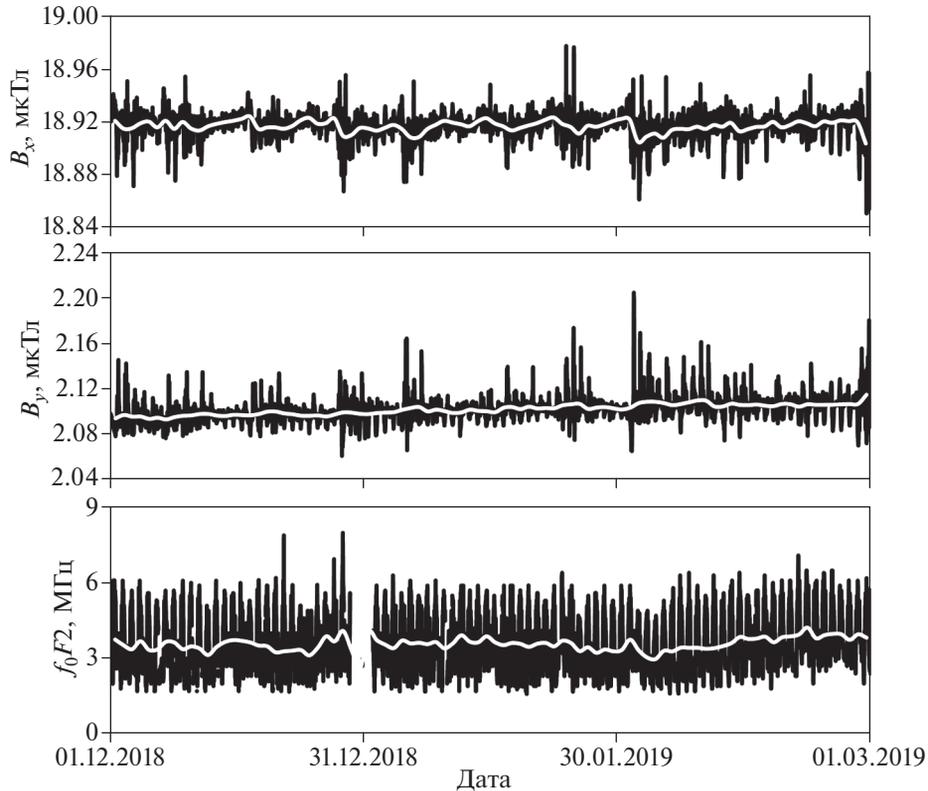


Рис. 2. Вариации B_x , B_y (обсерватория “Бельск”) и f_0F2 (г. Варшава) за период с декабря 2018 г. по февраль 2019 г. Белой линией показаны среднесуточные значения.

диапазоне периодов от 8 до 40 сут. Проведем интерпретацию частотного состава геомагнитных вариаций. Самая большая по амплитуде спектральная гармоника с периодом ~ 30 сут соответствует 27 суточной периодичности (период Каррингтона) [Riabova, 2018]. В спектре удастся идентифицировать спектральные пики с периодами ~ 13.8 сут и ~ 9 сут, соответствующими периодам второй и третьей гармоник 27 суточной периодичности, а также пики с периодами ~ 18 сут и ~ 11.2 сут, близкие к периодам квази-16-дневной и квази-10-дневной планетарных волн соответственно. Заметим, что указанными периодами планетарных волн принято идентифицировать наблюдаемые в тропосфере и стратосфере вариации атмосферных параметров в интервалах 11–21 сут и 7.5–12 сут соответственно [Salby, 1984].

Анализ результатов спектрального оценивания геомагнитных вариаций, зарегистрированных в период с декабря 2014 г. по февраль 2015 г., приведенных на рис. 3, демонстрирует, что в спектре в период максимума 24-ого цикла солнечных пятен в целом проявляются те же гармоники, что и в спектре, рассчитанном за период с декабря 2018 г. по февраль 2019 г. По сравнению со спектром, вычисленным по данным за зимний период 2018–2019 гг., в спектре за зимний период

2014–2015 гг. значительнее проявление 27-суточной периодичности и ее двух гармоник. Интенсивность квази-16-дневной и 10-дневной планетарных волн не зависит от солнечной активности.

Спектральный анализ цифрового ряда значений критической частоты $F2$ -слоя за зимний период 2018–2019 гг. (рис. 4) выявил следующие спектральные пики: пик (~ 30 сут), соответствующий 27-суточной периодичности; пики (~ 13.8 и ~ 9 сут), обусловленные гармониками 27-суточной периодичности; пики с периодами ~ 18 и ~ 11.2 сут, соответствующие квази-16-дневной и квази-10-дневной планетарным волнам. Аналогичные результаты были получены при спектральном анализе временных вариаций f_0F2 за период с декабря 2014 г. по февраль 2015 г. Периодограмма за зимний период времени приведена на рис. 4. В отличие от спектра за зимний период 2014–2015 гг. пики, соответствующие 27-суточной периодичности и ее гармоникам, проявляются ярче. Как и в случае спектров вариаций горизонтальной компоненты геомагнитного поля, интенсивность спектральных пиков квази-16-дневной и квази-10-дневной планетарных волн не зависит от солнечной активности.

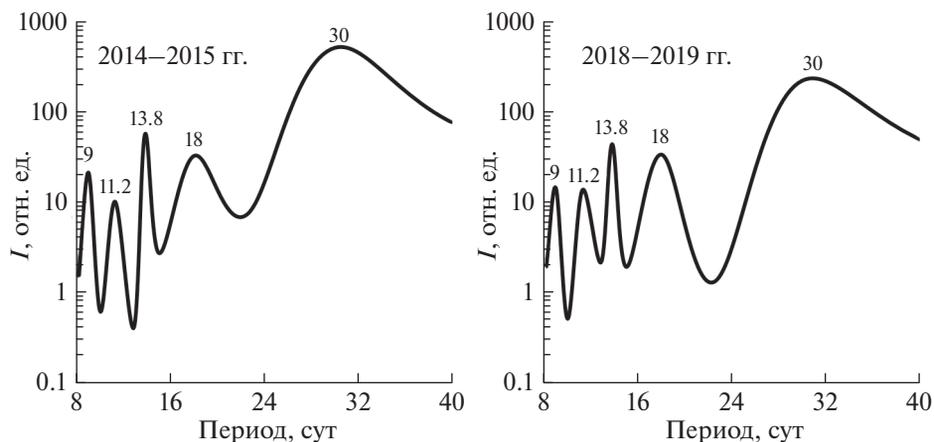


Рис. 3. Периодограммы вариаций горизонтальной компоненты геомагнитного поля, зарегистрированных с 01.12.2014 г. по 28.02.2015 г. и с 01.12.2018 г. по 28.02.2019 г., в диапазоне периодов от 8 до 40 сут.

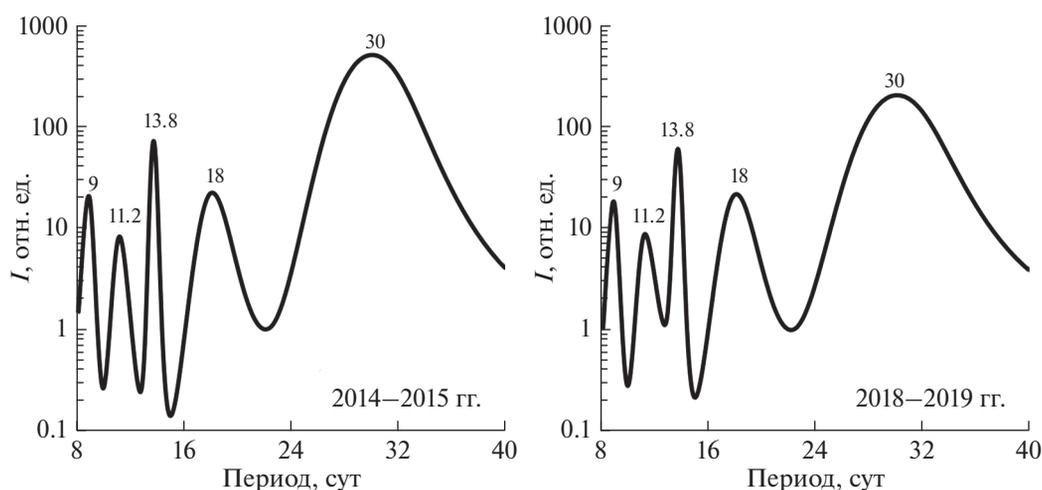


Рис. 4. Периодограммы вариаций f_0F_2 , определенных по ионограммам, полученным с ионозонда в г. Варшава с 01.12.2014 г. по 28.02.2015 г. и с 01.12.2018 г. по 28.02.2019 г., в диапазоне периодов от 8 до 40 сут.

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

В исследованиях распространения атмосферных 16-дневных и 10-дневных волн до нижней ионосферы (по регистрации магнитных вариаций на среднеширотных станциях [Kohsiek et al., 1995; Рябова, Шалимов, 2020]) была обнаружена задержка (около 1 мес.) между наземными вариациями атмосферного давления и магнитными вариациями тех же периодов в зимний период. Соответствующая вертикальная скорость распространения планетарных волн при этом оценивается приблизительно как ~ 3 км/день.

Такое поведение волны не противоречит различному влиянию восточных и западных ветров на распространение планетарной волны [Charney, Drazin, 1961]. Например, стационарные планетарные волны могут переносить энергию

вверх, но только при наличии западных зональных ветров в стратосфере, имеющих скорость меньше определенного порога (если это не так, то наличие волн даже большой амплитуды в атмосфере ещё не гарантирует их появления на высотах ионосферы). Подобная ситуация имеет место в периоды равноденствия (летом зональные ветры в стратосфере восточные), но ослабляющее действие радиационных и фотохимических процессов сдвигает период наблюдения максимальных амплитуд волн в средней атмосфере на зимний период [Данилов и др., 1987]. Численное моделирование [Salby, 1984] также показало, что амплитуда квази-16-дневных планетарных волн должна быть больше в период местной зимы.

Вместе с тем, как установлено в настоящей работе по результатам вертикального радиозондирования, появление вариаций плотности плазмы

с периодом 10- и 16-дневных волн в верхней ионосфере представляется необъяснимым, если учесть, что моделирование распространения планетарных волн в верхнюю атмосферу [Hagan et al., 1993] и эксперимент [Deng et al., 1997] показывают невозможность проникновения этих возмущений существенно выше 100 км.

Рассмотрим возможные физические процессы, которые могли бы объяснить этот парадокс. Заметим, что регистрируемый на земле магнитный сигнал может зависеть не только от скорости нейтрального ветра, но и от проводимости, которая меняется как в ходе солнечного цикла или при смене дня и ночи, так и в процессе магнитной бури. Действительно, регистрируемые наземными станциями вариации H -компоненты магнитного поля δH пропорциональны (в пренебрежении продольным током [Rishbath, Garriott, 1969]) плотности ионосферного тока, поэтому можно написать, что:

$$\delta H \sim (\delta\sigma_c E_\lambda + \sigma_c \delta E_\lambda) h,$$

где: σ_c – проводимость Каулинга; E_λ – зональная компонента электрического поля; h – эффективная толщина токового слоя. Поскольку $\sigma_c = \sigma_p (1 + \sigma_H^2 / \sigma_p^2)$, где $\sigma_{p,H}$ – соответственно педерсеновская и холловская проводимости, и обычно в нижней ионосфере $\sigma_H \gg \sigma_p$, а педерсеновская проводимость пропорциональна электронной плотности $\sigma_p \sim n$, где n – плотность плазмы, то получим $\delta\sigma_c \sim -\delta n / n^2$. В то же время, в зональное поле вносят вклад внешнее, поляризованное и индукционное поля (полное поле \mathbf{E}_t равно $\mathbf{E}_t = (\mathbf{E} + \mathbf{U} \times \mathbf{V})$, где \mathbf{U} – скорость ветра) и можно принять, что $\delta E_\lambda \sim \delta U$. Таким образом, вариации H -компоненты магнитного поля могут быть обусловлены преобладающим изменением либо проводимости, либо скорости ветра.

Изменение проводимости ионосферы (за счет изменения плотности ионосферной плазмы) на средних широтах во время магнитных бурь можно связать с возникновением так называемой буревой циркуляции [Серебряков, 1982]. Для спокойных условий вариации электростатического поля в нижней ионосфере (E -области), обусловленные волновым изменением скорости ветра, достаточно точно отображаются в области F (с точностью до неоднородностей порядка нескольких км [Kelley, 1989]). Это тем более верно для глобальных масштабов порядка длины 16-дневной волны. В свою очередь, электрические поля в области F вызывают дрейф заряженных частиц. Если плазма дрейфует вверх, высота максимума слоя повышается, а поскольку по мере увеличения высоты уменьшается скорость рекомбинации ионов, то равновесная концентрация электронов будет уве-

личиваться. Обратная картина будет наблюдаться при дрейфе плазмы, направленном вниз. Таким образом, посредством электромагнитной связи в этом случае могут происходить практически синхронные вариации в нижней и верхней ионосфере.

Другой механизм, который способен объяснить появление вариаций плотности плазмы с периодом 10- и 16-дневной планетарной волны в верхней ионосфере, затрагивает модуляцию планетарными волнами распространяющихся в верхнюю ионосферу приливов. Подобный механизм был предложен для объяснения модуляции приливов 10-дневной планетарной волной [Lawrence, Jarvis, 2001].

Таким образом, результаты проведенных в настоящей работе исследований показывают, что в спектрах временных вариаций геомагнитного поля и критической частоты $F2$ -слоя в диапазоне планетарных волн в зимний период времени присутствуют как гармоники, связанные с солнечным воздействием, так и гармоники, соответствующие квази-16-дневной и квази-10-дневной планетарным волнам. Специальное исследование по методике, изложенной в работе [Рябова, Шалимов, 2021] и оценивающей временной сдвиг между спектрами в нижней и верхней ионосфере, показало, что для рассмотренных вариаций (с учетом 15-минутного режима радиозондирования ионосферы) максимальный коэффициент корреляции равен 0.52 на сдвиге 1 ч (для данных 2015 г.). Однако для окончательного утверждения о синхронности вариаций этот коэффициент корреляции недостаточен и необходимо проведение дополнительных исследований.

Тем более, что анализируемые спектральные гармоники имеют вполне сопоставимые интенсивности. Это свидетельствует о важности переноса энергии атмосферными волнами на ионосферные высоты и влиянии их на динамические и электродинамические процессы в ионосфере.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреев В.С. Теория нелинейных электрических цепей. Учебник для вузов. М.: Радио и связь. 1982. 280 с.
- Данилов А.Д., Казимировский Э.С., Вергасова Г.В., Хачикян Г.Я. Метеорологические эффекты в ионосфере. Л.: Гидрометеиздат. 1987. 272 с.
- Руководство URSI по интерпретации и обработке ионограмм / П.В. Медникова. М.: Наука. 1977. 342 с.
- Рябова С.А., Спивак А.А. Геомагнитные вариации в приповерхностной зоне Земли. М.: Графитекс. 2019. 150 с.
- Рябова С.А., Шалимов С.Л. О геомагнитных вариациях, наблюдаемых на поверхности Земли в диапазоне периодов планетарных волн // Физика Земли. 2021. № 1. С. 51–60.

- Серебряков Б.Е.* Исследование процессов в термосфере во время геомагнитных возмущений // Геомагнетизм и аэронавигация. 1982. Т. 22. № 5. С. 776–781.
- Шалимов С.Л., Ланшин В.М., Халдонис Х.* Структура планетарных возмущений среднелатитудной ионосферы по наблюдениям со спутников GPS // Космические исследования. 2006. Т. 44. № 6. С. 483–487.
- Шалимов С.Л.* Атмосферные волны в плазме ионосферы. М.: ИФЗ РАН. 2018. 390 с.
- Apostolov E.M., Altadill D., Alberca L.* Characteristics of quasi-2-day oscillations in the foF2 at northern middle latitudes // J. Geophysical Research. 1995. V. 100. P. 12163–12171.
- Charney J.G., Drazin P.G.* Propagation of planetary-scale disturbances from the lower into the upper atmosphere // J. Geophysical Research. 1961. V. 66. P. 83.
- Deng W., Salah J. E., Clar R. R. et al.* Coordinated global radar observations of tidal and planetary waves in the mesosphere and lower thermosphere during January 20–30, 1993 // J. Geophysical Research. 1997. V. 102. № A4. P. 7307–7318.
- Enell C.-F., Kozlovsky A., Turunen T., Ulich T., Väitalo S., Scotto C., Pezzopane M.* Comparison between manual scaling and Autoscala automatic scaling applied to Sodankylä Geophysical Observatory ionograms // Geoscientific Instrumentation, Methods and Data Systems. 2016. V. 5. P. 53–64.
<https://doi.org/10.5194/gi-5-53-2016>
- Forbes J.M., Leveroni S.* Quasi 16-day oscillation of the ionosphere // Geophysical Research Letters. 1992. V. 19. P. 981–984.
- Forbes J.M., Zhang X.* Quasi 2 day oscillation of the ionosphere: a statistical study // J. Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. 1997. V. 59. P. 1025–1034.
- Forbes J.M., Palo S.E., Zhang X.* Variability of the ionosphere // J. Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. 2000. V. 62. № 8. P. 685–693.
- Fraser G.* The 5-day wave and ionospheric absorption // J. Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. 1977. V. 39. P. 121–124.
- Hagan M.E., Forbes J.M., Vial F.* Numerical investigation of the propagation of the quasi-two-day wave into the lower thermosphere // J. Geophysical Research. 1993. V. 98. P. 23193–23205.
- Jankowski J., Marianiuk J., Ruta A., Sucksdorff C., Kivinen M.* Long-term stability of a torque-balance variometer with photoelectric converters in observatory practice // Surveys in Geophysics. 1984. V. 6. № 3–4. P. 367–380.
- Lawrence A.R., Jarvis M.J.* Initial comparisons of planetary waves in the stratosphere, mesosphere and ionosphere over Antarctica // Geophysical Research Letters. 2001. V. 28. P. 203–206.
- Kelley M.C.* The Earth's ionosphere: Plasma Physics and Electrodynamics, Academic Press. 1989. 487 p.
- Kohsiek A., Glassmeier K.H., Hirooka T.* Periods of planetary waves in geomagnetic variations // Annales Geophysicae. 1995. V. 13. P. 168–176.
- Lomb N.R.* Least-squares frequency analysis of unequally spaced data // Astrophysical and Space. Science. 1976. V. 39. P. 447–462.
- Mochalov V., Mochalova A.* Extraction of ionosphere parameters in ionograms using deep learning. Solar-Terrestrial Relations and Physics of Earthquake Precursors. 2019. V. 127.
<https://doi.org/10.1051/e3sconf/201912701004>
- Perrone L., Mikhailov A., Cesaroni C., Alfonsi L., De Santis A., Pezzopane M., Scotto C.* Long-term variations of the upper atmosphere parameters on Rome ionosonde observations and their interpretation // Journal of Space Weather and Space Climate. 2017. V. 7. A21.
<https://doi.org/10.1051/swsc/2017021>
- Pezzopane M., Scotto C., Stanislawska I., Juchnikowski G.* Autoscala applied at the Ionospheric Station of Warsaw. Ionosonde Network Advisory Group Bulletin 69. 2008. http://www.sws.bom.gov.au/IPSHosted/INAG/web-69/2008/inag_warsaw.pdf
- Riabova S.A.* Features of geomagnetic field variations mid-latitude observatories in range of period and half-period of Carrington. 20th Science and Applied Research Conference on Oil and Gas Geological Exploration and Development Geomodel 2018. Conference Paper. 2018. <http://earthdoc.eage.org/publication/publicationdetails/?publication=94171>
- Riabova S.A.* Geomagnetic diurnal variation at Mikhnevo geophysical observatory // Processes in GeoMedia. 2021. Springer Geology. V. II. P. 389–398.
- Riabova S.A., Shalimov S.L.* Features of geomagnetic variations in the period range from 12 to 17 days according to the Mikhnevo Observatory. Proceedings SPIE. Vol. 11560. 26th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics, Atmospheric Physics. 115607J (12 November 2020). <https://doi.org/10.1117/12.2575699>
- Rishbeth H., Garriott O.K.* Introduction to ionospheric physics. Academic press. 1969. 304 p.
- Salby M.L.* Survey of planetary-scale traveling waves: the state of theory and observations // Rev. Geophys. Space Phys. 1984. V. 22. P. 209–236.
- Scargle J.D.* Studies in astronomical time series analysis II. Statistical aspects of spectral analysis of unevenly sampled data // Astrophysical J. 1982. V. 263. № 2. P. 835–853.
- Scotto C.* Electron density profile calculation technique for Autoscala ionogram analysis // Advances in Space Research. 2009. V. 44. P. 756–766.
- Scotto C., Pezzopane M., Zolesi B.* Estimating the vertical electron density profile from an ionogram: On the passage from true to virtual heights via the target function method // Radio Science. 2012. V. 47. RS1007.
<https://doi.org/10.1029/2011RS004833>
- Wakai N., Ohya H., Koizumi T.* Manual of ionogram scaling. 3rd edn. Japan: Radio Research Laboratory. Ministry of Posts and Telecommunications. 1987. 119 p.

On the Variations in the Parameters of the Ionospheric Plasma Observed by the Ionosonde and by Magnetic Station in the Range of Periods of Planetary Waves

S. A. Riabova^{a,b,*} and S. L. Shalimov^{b,c,**}

^a*Sadovsky Institute of Geosphere Dynamics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Россия*

^b*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Россия*

^c*Space Research Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Россия*

**e-mail: riabovasa@mail.ru*

***e-mail: pmsk7@mail.ru*

Variations of the geomagnetic field and $F2$ -layer critical frequency in the range of periods of planetary waves in winter are analyzed. The measurements conducted by a magnetometer and by vertical radio sounding ionosonde at the nearby Belsk and Warsaw stations provided the records of the variations in the ionospheric current in the lower ionosphere and variations in plasma density in the upper ionosphere, respectively. Spectral estimation is carried out for winter 2018–2019 when solar activity was low and for winter 2014–2015 when solar activity was high. The presence of practically synchronous variations in the above range of periods is established in the records by the ground magnetic station and in the measurements of $F2$ layer critical frequency. The spectra of the time variations of the geomagnetic field and $F2$ layer critical frequency in the range of planetary waves in winter contain the harmonics associated with solar activity and the harmonics corresponding to the quasi-16-day and quasi-10-day planetary waves. The mechanism of the formation of the 16- and 10-day variations in the upper ionosphere is proposed.

Keywords: planetary waves, variations in ionospheric plasma density, variations in the Earth's magnetic field, modulation, lunisolar tide

УДК 550.334,550.34

О СВЯЗИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ С ГЕОМАГНИТНЫМИ БУРЯМИ

© 2021 г. А. В. Гульельми^{1,*}, Б. И. Клайн^{2,**}, Н. А. Куражковская^{2,***}

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

²Геофизическая обсерватория “Борок” филиал Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Борок, Россия

*E-mail: guglielmi@mail.ru

**E-mail: klb314@mail.ru

***E-mail: knady@borok.yar.ru

Поступила в редакцию 15.03.2021 г.

После доработки 13.05.2021 г.

Принята к публикации 20.05.2021 г.

В ответ на любезное приглашение Редколлегии журнала “Физика Земли” принять участие в дискуссии по методике статистического изучения корреляционных отношений между геофизическими процессами мы произвели небольшое исследование и написали представленную здесь статью. Будучи по преимуществу геомагнитологами, мы сосредоточили внимание на актуальном вопросе о корреляции землетрясений с геомагнитными бурями. Затронут также вопрос о связи землетрясений с сейсмическими шумами. Основной результат нашего анализа состоит в следующем. Корреляция между землетрясениями и магнитными бурями существует объективно. Проблема вполне заслуживает дальнейшего изучения с использованием методов статистической проверки гипотез, причем особое внимание следует уделять четкому разграничению каузальных и акаузальных корреляций.

Ключевые слова: сейсмология, физика землетрясений, геомагнетизм, причина и следствие, теория вероятностей, статистическая проверка гипотез.

DOI: 10.31857/S000233721060028

1. ВВЕДЕНИЕ

В выпуске журнала “Физика Земли” 2021, № 2 на стр. 153 Редколлегия предлагает читателям журнала принять участие в дискуссии и высказаться по широкому кругу вопросов, в частности, о “допустимости в результатах статистических геофизических исследований выводов без строгой проверки соответствующих статистических гипотез”. Принимая приглашение Редколлегии, мы провели небольшое исследование и написали представленную здесь статью.

В разделе 2 мы обсуждаем актуальный вопрос о корреляции землетрясений и магнитных бурь. Существует богатейшая научная литература по данному вопросу. Из недавно опубликованного укажем здесь на статьи [Соболев и др., 2001; Науакава, 2001; Закржевская, Соболев, 2004; Файнберг и др., 2004; Бучаченко, 2019; Гульельми, 2020; Гульельми, Клайн, 2020; Гульельми и др., 2020; Куражковская, 2020; Соболев и др., 2020; Гульельми, Зотов, 2021; Соболев, 2021]. Мы сосредоточим внимание на сравнительном анализе методик корреляционного исследования, представленных в работах [Гульельми и др., 2020; Соболев, 2021]. В разделе 3 мы кратко рассмотрим проблему флуктуаций сейсмичности [Guglielmi,

Klain, 2019; Гульельми, Клайн, 2020; Lyubushin, 2020; Соболев и др., 2020; Любушин и др., 2021]. В заключительном разделе 4 мы приведем ряд методических соображений, связанных с поиском корреляционных отношений между геофизическими процессами.

2. КОРРЕЛЯЦИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И МАГНИТНЫХ БУРЬ

При обсуждении этой темы следует, прежде всего, дать ответ на два основных вопроса: 1. Существует ли корреляция объективно на статистически значимом уровне? 2. Если корреляция существует, то каков знак корреляции? Попросту говоря, играют ли магнитные бури роль своего рода “ингибиторов”, или “катализаторов” землетрясений? В двух опубликованных недавно статьях, а именно [Гульельми и др., 2020; Соболев, 2021], дается положительный ответ на первый вопрос. Однако по второму вопросу выводы авторов указанных работ, судя по всему, расходятся. Попытаемся разобраться в сложившемся положении дел.

В работе [Гульельми и др., 2020] экспериментальное исследование произведено методом, в

основе которого лежит, во-первых, описание сейсмической активности с помощью индекса M_g , названного авторами глобальной суточной магнитудой (*global daily magnitude* или сокращенно *GDM*), и, во-вторых, выделение экстремально спокойных (Q) и возмущенных (D) периодов в состоянии геомагнитного поля [Куражковская, 2020]. Индекс M_g , вычисляется по формуле [Гульельми, Клайн, 2020]:

$$M_g = \frac{1}{\beta} \ln \left[\frac{\sum_j H_j \exp(\beta M_j)}{\sum_j H_j} \right]. \quad (1)$$

Здесь: $\beta = (3/2)\ln 10$; $j = 1, 2, 3, \dots$ нумерует землетрясения, зарегистрированные в каталоге в течение календарных суток; M_j – магнитуда землетрясения с номером j , указанная в каталоге. Символ Хэвисайда H_j принимает значения 0, если $M_j < M_0$, и 1, если $M_j \geq M_0$, где M_0 – нижняя граница представительной части каталога землетрясений. Информация о землетрясениях представлена в виде ряда 7300 значений *GDM*, вычисленных по формуле (1) за 20-летний период с 1980 по 1999 гг. по данным мирового каталога землетрясений USGS/NEIC Геологической службы США¹. Оказалось, что планетарная активность землетрясений в Q -период заметно выше, чем в D -период. Подчеркнем, что в Q -период отсутствуют геомагнитные бури по определению. Обнаруженное повышение сейсмической активности в экстремально геомагнитно-спокойных условиях косвенно подтверждается анализом 35 сильных землетрясений с магнитудой 8 и выше, произошедших в 1980–2019 гг.

В работе [Соболев, 2021] исследована корреляция сильных землетрясений и сильнейших магнитных бурь в интервале 1994–2017 гг. Обнаружено 50 магнитных бурь, во время которых индекс K_p геомагнитной возмущенности достигал весьма высокого значения: $K_p > 7$. В 17 случаях в течение двух суток после начала бури этого класса в восточном полушарии Земли происходило землетрясение с магнитудой $M_w > 6.5$. Сделан вывод о том, что связь такого рода не является случайной на уровне статистической значимости 95%.

Итак, в обеих работах сделан вывод о корреляции землетрясений и геомагнитных бурь. Однако, если в первой работе утверждается, что сильные землетрясения возникают преимущественно в магнитно-спокойные периоды [Гульельми и др., 2020], то во второй работе говорится о возникновении сильных землетрясений вскоре после сильных магнитных бурь [Соболев, 2021]. По-видимому, эти два высказывания трудно согласуются

друг с другом, и мы не вполне понимаем причину такого расхождения. Возможно, здесь играют роль различия в объеме и характере выборки, в способе селекции материала наблюдений, в методе обработки и в выборе критерия оценки статистических гипотез. Так, или иначе, мы приняли решение произвести небольшое исследование и дополнительно проверить наше утверждение.

В работе [Гульельми и др., 2020] на рис. 2 сопоставлена долговременная вариация сейсмичности с аналогичной вариацией Q -дней. Для проверки стабильности полученного результата мы, во-первых, использовали обновленный каталог землетрясений. Во-вторых, мы сопоставили активность землетрясений не с вариацией Q -дней, а с вариацией активности геомагнитных бурь. Тем самым мы частично приблизились к методологии Г.А. Соболева, который делает акцент на связи землетрясений с магнитными бурями [Соболев, 2021].

Результат представлен на рис. 1. На верхних двух панелях показаны годовые количества магнитных бурь с внезапным началом (а) и всех магнитных бурь (б), которые произошли на интервале 1980–2019 гг. Количество землетрясений с магнитудой $M \geq 5$, значения индекса *GDM* и энтропии показаны на панелях (в), (г) и (д), соответственно.

Информация о геомагнитных бурях взята из Мирового центра данных по солнечно-земной физике (г. Москва)². Дополнительно был использован каталог Kakioka Magnetic Observatory (Япония)³. Проанализировано 1593 геомагнитные бури. При формировании панели (а) из каталогов выбирались бури с внезапным началом. Общее число таких бурь за сорокалетний период равно 382. При формировании панелей (г) и (д) использовались суточные значения *GDM* и энтропии. Всего накоплено 14610 пар значений указанных параметров.

Мы видим, что после 2009 г. существенно уменьшается количество геомагнитных бурь, в то время, как числовые показатели активности землетрясений достигают пиковых значений после 2009 г. Качественно результат вполне соответствует тому, что было обнаружено нами ранее при анализе долговременной вариации геофизических параметров, характеризующих геомагнитную и сейсмическую активность. Особого внимания заслуживает вариация N_{eq} : видно, что понижение количества геомагнитных бурь сопровождается явным повышением сейсмической активности. Это вполне согласуется как с предсказанием, сделан-

¹ <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>

² http://www.wdcb.ru/stp/data/storms/magnetic_storms/

³ <http://www.kakioka-jma.go.jp/obsdata/data-viewer/>

ным в работе [Бучаченко, 2019], так и с результатом анализа, представленным в статье [Гульельми и др., 2020].

3. ОБСУЖДЕНИЕ

В литературе широко используются феноменологические модели для описания эволюции сейсмичности и для моделирования многообразия корреляционных связей того или иного землетрясения с другими природными явлениями (см., например, работы [Завьялов и др., 2020; Guglielmi, Klain, 2020]). Важным в феноменологии является принцип интенциональности [Гуссерль, 1998], т.е., в нашем случае, восприятие корреляционного отношения не только как факта, но и факта, обладающего определенным смыслом. В ряде случаев удается придать корреляционной связи физический смысл *каузального* (причинно-следственного) отношения. Так, в работе [Соболев, 2021] приводятся аргументы в пользу идеи о том, что магнитная буря может служить триггером, т.е. своеобразной причиной землетрясения. (Мы отвлекаемся здесь от того очевидного обстоятельства, что существует комплекс необходимых условий, которые также следует рассматривать как причину возникновения землетрясения.) Вместе с тем, не стоит упускать из виду, что даже весьма тесная корреляция может оказаться *акаузальной*. Другими словами, два сильно коррелированных события могут физически быть независимыми друг от друга. Классический пример дает нам известный парадокс Эйнштейна, Подольского и Розена (ЭПР), к экспериментальному изучению которого во многих лабораториях мира было приковано внимание физического сообщества в последние годы (см., например, [Ганцевич, Гуревич, 2018]). Объяснение парадокса ЭПР состоит в том, что акаузальная связь между двумя событиями возникает под влиянием некоторого третьего события. Следует особо подчеркнуть, что данная интерпретация применима не только к квантовому, но и к классическим явлениям такого рода (корреляция между магнитной бурей и землетрясением в нашем случае).

Мы осторожно упомянули о возможности акаузальной корреляции землетрясений и магнитных бурь в связи с тем, что после многих десятилетий интенсивного исследования в геофизическом сообществе еще так и не сложилось устойчивого представления о механизме воздействия геомагнитных вариаций на тектонические процессы. Факт существования корреляции не вызывает сомнения, но его физический смысл остается неопределенным. Локальные механизмы пондеромоторного [Гульельми, 1992] и теплового [Файнберг и др., 2004] воздействия электро-

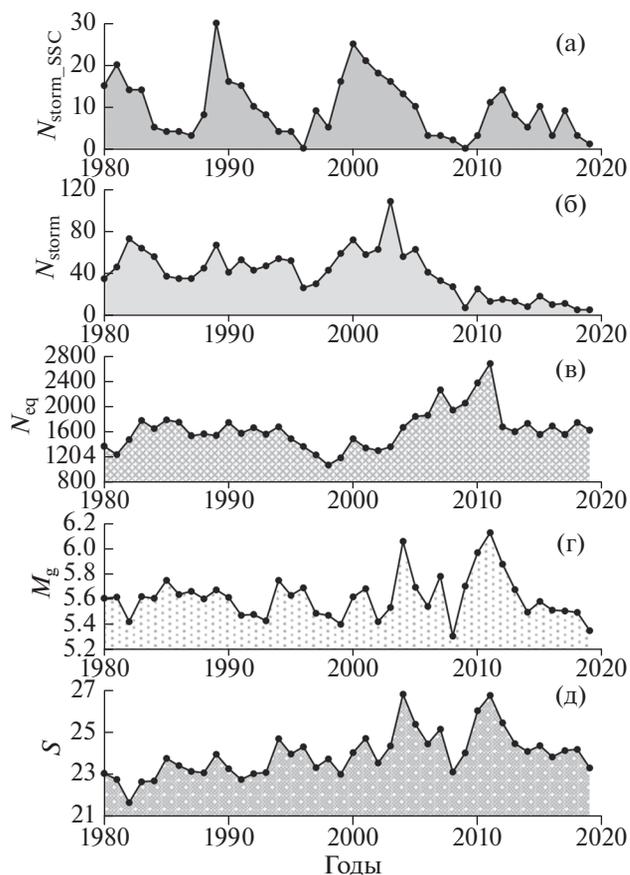


Рис. 1. Долговременная эволюция геомагнитной и сейсмической активности на 40-летнем интервале (1980–2019 гг.): (а) – годовое количество геомагнитных бурь с внезапным началом; (б) – годовое количество всех геомагнитных бурь; (в) – годовое количество землетрясений с магнитудой $M \geq 5$; (г) – годовая величина GDM; (д) – годовая энтропия.

магнитного поля на горные породы неэффективны. Определенные ожидания мы связываем с гипотезой о том, что под действием переменного магнитного поля изменяется пластичность горных пород и это приводит к заметному изменению режима сейсмической активности [Бучаченко, 2019]. Теория [Бучаченко, 2019] предсказывает, в частности, активизацию сильных землетрясений при низкой геомагнитной активности. Результаты нашего исследования [Гульельми и др., 2020] согласуются с этим предсказанием.

Не только магнитные бури, но и другие природные явления, в частности, сейсмические шум рассматриваются на предмет корреляции с землетрясениями. В интересной работе [Любушин и др., 2021] найдена связь сейсмического шума на Камчатке с неравномерностью вращения Земли, которая согласно [Lyubushin, 2020] определенным образом коррелирует с сильными землетрясениями.

Мы обратили внимание и на другую статью этого плана [Соболев и др., 2020]. В ней указано на влияние магнитных бурь на низкочастотный сейсмический шум. Магнитные бури, судя по работам [Гульельми и др., 2020; Соболев, 2021], вероятно влияют также и на активность землетрясений. Вопрос о том, какая конкретная составляющая магнитной бури ответственна за интенсификацию сейсмического шума, остается открытым. Эта проблема обсуждается в работе [Гульельми, Зотов, 2021], так что мы, не углубляясь в детали, отсылаем заинтересованного читателя к указанной работе.

Но вопрос о сейсмических шумах или, в общем плане, о флуктуациях сейсмичности имеет более широкое содержание. В работе [Гульельми, Клайн, 2020] предложено выражать флуктуации планетарной сейсмичности:

$$\langle (\delta M)^2 \rangle = \langle M^2 \rangle - (\langle M \rangle)^2 = \frac{\partial^2 \ln Z}{\partial \beta^2} \quad (2)$$

через статистическую сумму ансамбля землетрясений $Z = \sum_j H_j \exp(-\beta M_j)$ по аналогии с *Zustandssumme*, известной в статистической физике. Здесь угловые скобки означают усреднение по ансамблю, который представляет собой совокупность землетрясений, произошедших на Земле за определенный интервал времени. Выбор интервала времени определяется задачей исследования. Но интервал не должен быть слишком малым, поскольку формула (2) имеет статистический смысл. Индекс $j = 1, 2, 3$, и так далее нумерует землетрясения, зарегистрированные в том или ином мировом каталоге. Величина M_j есть магнитуда землетрясения с номером j , указанная в каталоге.

Мы планируем продолжить исследование флуктуаций сейсмичности. Предварительный анализ свидетельствует, что вариации параметра $\langle (\delta M)^2 \rangle$, судя по всему, содержат информацию не только о сравнительно медленных эндогенных (тектонических) процессах, но и о воздействии на земную кору более быстрых экзогенных факторов, в том числе факторов космического происхождения (см., например, [Зотов и др., 2021]).

Завершая данный раздел, сделаем небольшое замечание по статье [Lyubushin, 2020], о которой мы упомянули выше. С середины 2003 г. в эволюции сейсмических шумов отмечены специфические особенности, а после 2010 г. обнаружена определенного рода дестабилизация шумового процесса. В работе [Lyubushin, 2020] оба явления автор связывает с сильнейшими землетрясениями, которые произошли в 2004 и 2010 гг., а также с высокочастотной аномалией неравномерности вращения Земли. Мы обратили внимание на то

обстоятельство, что возможна альтернативная интерпретация эволюции сейсмических шумов. Действительно, результат анализа геомагнитной возмущенности, представленный в работе [Куражковская, 2020], свидетельствует о том, что в те же годы в околоземном космическом пространстве происходит глобальная перестройка. Она заключается в том, что с 2003 г. начинается аномальное увеличение магнитно-спокойных дней, причем количество таких дней достигает максимума в 2009 г. Иными словами, обнаруженные особенности поведения сейсмических шумов [Lyubushin, 2020] по времени совпадают с экстремально спокойной геомагнитной активностью. Не говорит ли это нам о том, что воздействие космических факторов (Солнца, солнечного ветра, межпланетного магнитного поля и геомагнитных вариаций) играет определенную, если не определяющую роль в эволюции сейсмических шумов? На сегодняшний день вопрос остается открытым, но он заслуживает нашего пристального внимания.

4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Наш вклад в дискуссию, предложенную Редколлегией ж-ла “Физики Земли”, мы хотели бы завершить выводом и некоторыми рекомендациями.

1. Корреляция между землетрясениями и магнитными бурями существует объективно. Проблема заслуживает дальнейшего изучения с использованием методов статистической проверки гипотез.

2. Постановка задачи корреляционного исследования должна быть лаконичной и предельно простой. В качестве примера приведем статью [Гульельми и др., 2020], в которой поставлен вопрос о выборе из двух простейших альтернатив — наблюдается или не наблюдается корреляция между глобальной сейсмичностью и глобальной возмущенностью магнитного поля Земли, а для статистически обоснованного выбора использовано специфическое изменение наклона прямой, аппроксимирующей закон Гутенберга—Рихтера, к оси магнитуд.

3. При постановке задачи желательно указывать априорные соображения о том, ожидается ли каузальная или акаузальная корреляция. Насколько это может оказаться важным, свидетельствует история обсуждения в мировой литературе парадокса ЭПР [Ганцевич, Гуревич, 2018]. Многочисленные, технически сложные и дорогостоящие эксперименты, проведенные в недавнее время во многих лабораториях мира, подтвердили предвидение Эйнштейна о существовании сильной корреляции событий, разделенных пространственно-подобным интервалом. Таким образом, факт наличия корреляции событий может

не иметь ничего общего с причинно-следственной связью между ними. Корреляция между двумя событиями может возникнуть под влиянием третьего события, произошедшего в далеком прошлом.

4. Причинно-следственные корреляции представляют для нас особый интерес. Их нелегко выделять, но если это удастся, то исследование целесообразно производить особенно тщательно. Для выделения причинно-следственных корреляций обычно используются те или иные физико-математические модели. Например, модель кругосветного сейсмического эха предсказывает возбуждение сильного афтершока через 3 ч после главного удара землетрясения [Завьялов и др., 2020]. Феноменологическая модель афтершоков [Guglielmi, Klain, 2020] предсказывает вероятное возникновение главного удара при отрицательных значениях коэффициента деактивации очага землетрясения. Примеры такого рода можно продолжить.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ в рамках проекта 19-05-00574, а также программы государственных заданий № 0144-2014-00116 ГО Борок ИФЗ РАН и государственных заданий ИФЗ РАН.

БЛАГОДАРНОСТИ

Выражаем искреннюю признательность А.Д. Завьялову, О.Д. Зотову и А.С. Потапову за обсуждение корреляционных связей между геофизическими процессами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бучаченко А.Л. Микроволновое стимулирование дислокаций и магнитный контроль очага землетрясения // УФН. 2019. Т. 189. С. 47–54.
<https://doi.org/10.3367/UFNgr.2018.03.038301>
- Ганцевич С.В., Гуревич В.Л. Когерентная обменная корреляция в квантовых системах // Физика твердого тела. 2018. Т. 60. Вып. 1. С. 5–12.
<https://doi.org/10.21883/FTT.2018.01.45281.187>
- Гульельми А.В. Пондеромоторные силы в коре и в магнитосфере Земли // Физика Земли. 1992. № 7. С. 35–39.
- Гульельми А.В. О связи между землетрясениями и геомагнитными возмущениями // Геофизические исследования. 2020. Т. 21. № 2. С. 79–84.
<https://doi.org/10.21455/gr2020.2-6>
- Гульельми А.В., Клайн Б.И. О воздействии Солнца на сейсмичность Земли // Солнечно-земная физика. 2020. Т. 6. № 1. С. 111–115.
<https://doi.org/10.12737/szf-61202010>
- Гульельми А.В., Клайн Б.И., Куражковская Н.А. Землетрясения и геомагнитные возмущения // Солнечно-

земная физика. 2020. Т. 6. № 4. С. 93–98.
<https://doi.org/10.12737/szf-64202012>

Гульельми А.В., Зотов О.Д. О геосейсмических шумах и гелиосейсмических колебаниях // Физика Земли. 2021. № 4. С. 142–147.

Гуссерль Э. Картезианские размышления. Пер. с нем. Д.В. Складнева. СПб.: Наука. 1998. 315 с.

Завьялов А.Д., Гульельми А.В., Зотов О.Д. Три проблемы физики афтершоков // Вулканология и сейсмология. 2020. № 5. С. 67–80.
<https://doi.org/10.31857/S0203030620050077>

Закржевская Н.А., Соболев Г.А. Влияние магнитных бурь с внезапным началом на сейсмичность в различных регионах // Вулканология и сейсмология. 2004. № 3. С. 63–75.

Зотов О.Д., Гульельми А.В., Силина А.С. О возможной связи землетрясений со сменой знака радиальной компоненты межпланетного магнитного поля // Солнечно-земная физика. 2021. Т. 7. № 1. С. 74–83.
<https://doi.org/10.12737/szf-71202108>

Куражковская Н.А. Глобальная возмущенность магнитосферы Земли и ее связь с космической погодой. Солнечно-земная физика. 2020. Т. 6. № 1. С. 51–62.
<https://doi.org/10.12737/szf-61202005>

Любушин А.А., Копылова Г.Н., Серафимова Ю.К. Связь мультифрактальных и энтропийных свойств сейсмического шума на Камчатке с неравномерностью вращения Земли // Физика Земли. 2021. № 2. С. 153–163.

Соболев Г.А., Закржевская Н.Л., Харин Е.П. О связи сейсмичности с магнитными бурями // Физика Земли. 2001. № 11. С. 6–15.

Соболев Г.А., Закржевская Н.А., Мигунов И.Н., Соболев Д.Г., Бойко А.Н. Влияние магнитных бурь на низкочастотный сейсмический шум // Физика Земли. 2020. № 3. С. 3–28.
<https://doi.org/10.31857/S0002333720030096>

Соболев Г.А. Влияние больших магнитных бурь на возникновение больших землетрясений // Физика Земли. 2021. № 1. С. 24–40.
<https://doi.org/10.31857/S0002333721010087>

Файнберг Э.Б., Авагимов А.А., Зейгарник В.А., Васильева Т.А. Генерация тепловых потоков в недрах Земли мировыми магнитными бурями // Физика Земли. 2004. № 4. С. 54–62.

Guglielmi A.V., Klain B.I. Global magnitude of the earthquakes // Cornell University Library: arXiv:1909.00879v1. 2019

Guglielmi A.V., Klain B.I. The phenomenology of aftershocks // Cornell University Library: arXiv:2009.10999 v1. 2020

Hayakawa M. Electromagnetic phenomena associated with earthquakes: Review // Trans. Ins. Electr. Engrs. of Japan. 2001. V. 121A. P. 893–898.

Lyubushin A. Global Seismic Noise Entropy // Front. Earth Sci. 2020.
<https://doi.org/10.3389/feart.2020.611663>

On the Correlation of Earthquakes with Geomagnetic Storms

A. V. Guglielmi^{a,*}, B. I. Klain^{b,**}, and N. A. Kurazhkovskaya^{b,***}

^a*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123242 Russia*

^b*Geophysical Observatory "Borok," Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Borok, 152742 Russia*

**e-mail: guglielmi@mail.ru*

***e-mail: klb314@mail.ru*

****e-mail: knady@borok.yar.ru*

In response to the kind invitation of the Editorial Board of the journal "Izvestiya, Physics of the Solid Earth" to take part in the discussion concerning the methodology of the statistical study of correlations between geophysical processes, we have done a small research and written this paper. Being predominantly geomagnetologists, we focused on the topical question of the correlation between earthquakes and geomagnetic storms and briefly touched upon the connection of the earthquakes with seismic noise. The main result of our analysis is as follows. A correlation between earthquakes and magnetic storms exists objectively. The problem deserves a further study using statistical hypothesis testing methods, and a special attention should be paid to clearly distinguishing between causal and acausal correlations.

Keywords: seismology, physics of earthquakes, geomagnetism, cause and effect, probability theory, statistical hypothesis testing