

ISSN 0002-3337

Номер 1

Январь–Февраль 2024



ФИЗИКА ЗЕМЛИ

www.sciencejournals.ru

В журнале публикуются оригинальные теоретические и экспериментальные научные работы и обзоры по глобальной и прикладной геофизике, касающиеся изучения земных недр



СОДЕРЖАНИЕ

Номер 1, 2024

Синхронность диполя и квадрупольа во время инверсий и экскурсов магнитного поля <i>М.Ю. Решетняк</i>	3
Аномальные особенности режима геомагнитного поля в конце мелового суперхрона нормальной полярности по результатам исследований турона—сантона Юго-Западного Крыма <i>А.Ю. Гужиков, Е.Ю. Барабошкин, И.П. Рябов, М.А. Устинова, В.С. Вишневская</i>	11
Датирование лавовых потоков вулкана Авачинский (Камчатка) по палеомагнитным данным <i>В.И. Максимочкин, Л.И. Базанова, Ю.В. Слепцова</i>	37
Влияние акустического резонанса в атмосфере, возбуждаемого землетрясениями и извержениями вулканов, на ионосферу и геомагнитное поле <i>В.В. Сурков, В.А. Пилипенко</i>	57
Береговой эффект при магнитотеллурических зондированиях на континентальной части юга Дальнего Востока России <i>В.Б. Каплун, А.К. Бронников</i>	68
Устойчивость тяжелых включений в земной коре <i>Б.И. Биргер</i>	95
Напряженное состояние недр Марса и Венеры <i>Т.В. Гудкова, А.В. Батов</i>	105
Оценка вклада тепловых процессов в сейсмогенерацию в зоне сочленения Чуйской впадины и Кыргызского хребта Северного Тянь-Шаня <i>В.В. Спичак, А.Г. Гойдина</i>	119
Добротность геофизической среды восточной зоны Северного Кавказа <i>А.С. Зверева, А.Л. Собисевич, И.П. Габсатарова</i>	140
Землетрясение 29 июня/12 июля 1900 г. в Восточной Анатолии (Турция) на основании сведений в периодической печати Российской Империи <i>Р.Э. Татевосян, Н.Г. Мокрушина</i>	157
Вероятностная локация раннеинструментальных землетрясений на основе макросейсмических и инструментальных данных <i>А.Н. Морозов, В.Э. Асминг, Н.В. Ваганова, З.А. Евтюгина</i>	175

Моделирование фильтрации и рассеянного разрушения в трещиноватых зонах с аномально высоким пластовым давлением <i>О.Я. Извеков, А.В. Конюхов, Ю.Н. Извекова</i>	186
Оценка влияния штормовых микросейсм на долговременные гравиметрические измерения <i>М.Н. Дробышев, Д.В. Абрамов, В.Н. Конешов, Д.А. Малышева</i>	198
Геннадий Александрович Соболев (07.04.1935–06.02.2024)	205

СИНХРОННОСТЬ ДИПОЛЯ И КВАДРУПОЛЯ ВО ВРЕМЯ ИНВЕРСИЙ И ЭКСКУРСОВ МАГНИТНОГО ПОЛЯ

© 2024 г. М. Ю. Решетняк^{1,2}

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

²Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В.Пушкова РАН (ИЗМИРАН), г. Москва, г. Троицк, Россия

*E-mail: m.reshetnyak@gmail.com

Поступила в редакцию 28.04.2023

После доработки 05.07.2023

Принята к публикации 08.07.2023

В отличие от инверсий, экскурсы геомагнитного поля могут происходить при меньшей интенсивности конвекции в ядре Земли. Поскольку для таких режимов динамо поведение магнитного поля еще квазирегулярно, уменьшение дипольного поля во время экскурса может свидетельствовать о глобальном сбое процесса динамо. Как следствие, во время экскурса возможно уменьшение не только дипольной компоненты, но и полей более высоких гармоник. Эта гипотеза тестируется в рамках трехмерной модели динамо.

Ключевые слова: геомагнетизм, динамо, экскурсы, инверсии.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0002333724010016>, **EDN:** EOCWHD

ВВЕДЕНИЕ

Магнитное поле Земли, генерируемое в жидком ядре, на поверхности планеты с точностью до 90% представляет собой диполь [Valet, 2003]. На поверхности ядра относительная амплитуда дипольной компоненты становится немногим больше квадрупольной гармоники. На временах миллион лет и более магнитный диполь менял свою полярность. Смены полярности, именуемые инверсиями геомагнитного поля, происходили случайно. Характерное время инверсии составляло несколько десятков тысяч лет. В настоящее время по палеомагнитным данным насчитывается более пятисот инверсий, последняя из которых произошла 780 тыс. лет назад [Ogg, 2020]. Длительность интервалов постоянной полярности магнитного диполя колеблется от 100 тыс. до десятков миллионов лет. Интерес к инверсиям связан, в том числе, с неопределенностью оценок влияния радиации на биоту, усиливающемуся во время ослабления магнитного поля. Изучение редких инверсий тесно связано с поведением магнитного поля во время суперхронов магнитного поля, когда полярность диполя не менялась в течение десятков миллионов лет.

Помимо инверсий магнитного поля в палеомагнитных записях наблюдаются так называемые экскурсы магнитного поля, во время которых дипольная компонента магнитного поля, так же как и при инверсии, уменьшалась в несколько раз, но затем возвращалась в прежнее состояние, не меняя знак. Время таких скачков было в несколько раз меньше времени инверсии. Экскурсы иногда называют несостоявшимися инверсиями [Gubbins, 1999; Zhang, Gubbins, 2000]. Насколько эти два явления близки с физической точки зрения пока неясно.

Для изучения тонкой структуры инверсий и экскурсов крайне полезны результаты численного моделирования [Glatzmaier, 2013]. В целом, современные трехмерные модели геодинамо успешно воспроизводят инверсии и экскурсы геомагнитного поля. Источником энергии в таких моделях служит тепловая и/или композиционная конвекции, степень интенсивности которых определяется соответствующими числами Рэлея— Ra (см. подробнее определение Ra для тепловой конвекции в Приложении). Увеличение Ra сначала приводит к появлению как таковой конвекции,

и далее — к появлению дипольного магнитного поля без инверсий и экскурсов. Дальнейшее увеличение Ra приводит к хаотизации течения, относительному росту недипольных мод, появлению сначала экскурсов, а потом и инверсий. Рост Ra приводит к относительному уменьшению сил вращения по отношению к силам плавучести, и в конечном счете, к ослаблению генерации крупномасштабного дипольного поля [Christensen, Aubert, 2006]. В результате переход от режима редких инверсий к частым в моделях часто сопровождается потерей дипольности магнитного поля, хотя бы на поверхности жидкого ядра [Решетняк, 2021]. Подобное поведение магнитного диполя прослеживается и в моделях среднего поля, в которых мерой интенсивности источников энергии выступает динамо-число [Решетняк, 2017]. В ранних моделях среднего поля длительность инверсий контролировалась проводимостью твердого ядра, которое запрещало инверсии чаще нескольких тысяч лет [Hollerbach, Jones, 1993]. В трехмерных моделях, в которых магнитное поле, проникающее в твердое ядро, имело меньший масштаб, влияние твердого ядра на частоту инверсий фактически было сведено к нулю [Wicht, 2002].

Следуя изложенному выше сценарию, можно предположить, что степень коррелированности дипольной моды с более высокими модами с ростом Ra , будет в целом, уменьшаться. С другой стороны, это не означает, что в момент смены знака дипольной моды не будет происходить и уменьшения амплитуд более высоких мод. Последнее требует проверки. В этом случае при условии, если все-таки магнитное поле важно для существования жизни на Земле, последствия экскурса окажутся не менее важными, чем инверсии. Ниже рассмотрены результаты трехмерного численного моделирования, позволяющие изучить тонкую структуру вариаций магнитного поля.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Для исследования была использована известная трехмерная модель динамо Magic [Wicht, 2002] (см. подробнее Приложение). Конвекция поддерживается разностью температур между границами жидкого ядра с твердым ядром и мантией. Было рассмотрено два режима динамо во вращающемся сферическом слое с радиусом внутреннего ядра $r_i = 0.35$ с безразмерными числами Прандтля, магнитного Прандтля

и Экмана $Pr = 1$, $Pm = 20$, $E = 6.5 \cdot 10^{-3}$, и отличающимися величинами чисел Рэлея $Ra = 410^{-5}$ и 510^{-5} , характеризующими разность температур между твердыми границами в ядре. Параметры были подобраны так, чтобы в обоих случаях магнитное поле было дипольным.

В первом случае, с меньшим перепадом температур между границами, наблюдались три кратковременные смены полярности (1, 2, 3), рис. 1а. Поскольку из анализа поведения угла наклона диполя θ относительно географической оси еще нельзя заключить о наличии полноценной инверсии, требуется дополнительная информация о напряженности магнитного поля. Для этой цели удобно использовать первый коэффициент в разложении Гаусса g_1^0 , представляющий собой вклад осесимметричного диполя в магнитное поле на поверхности жидкого ядра. Анализ рис. 1б свидетельствует, что всплески (1, 2, 3) представляют собой не инверсии, а экскурсы, так как полного восстановления напряженности диполя g_1^0 с обратным знаком не происходило. Не следует забывать, что точность определения g_1^0 по палеомагнитным наблюдениям уменьшается вблизи экватора, в связи с этим, палеомагнитологи определяют экскурс как событие, при котором величина g_1^0 уменьшается в 5–10 раз.

Экскурсы (1, 2, 3) сопровождалась увеличением кинетической энергии E_k течений в жидком ядре приблизительно в два раза, рис. 1в. Детальный анализ свидетельствует, что такое увеличение происходило за счет увеличения не осесимметричной части тороидальной компоненты кинетической энергии. Основной вклад в такие течения вносит вращение вертикальных циклонических вихрей в ядре. Уменьшение полной магнитной энергии E_m (за счет осесимметричной компоненты) во время рассмотренных экскурсов происходило в 6 раз и более, см. рис. 1г. Квадратичная осесимметричная компонента g_2^0 уменьшалась также, как и g_1^0 , рис. 1д. Последнее означает, что во время экскурсов (1, 2, 3) радиус магнитосферы Земли будет существенно меньше, ее конфигурация будет иметь более сложную структуру, в силу мультиполярности магнитного поля, а поток проникающей радиации возрастет.

На протяжении экскурсов наблюдалось увеличение гидродинамической спиральности $\chi = \text{rot} \mathbf{V} \cdot \mathbf{V}$, где $\mathbf{V}$ — скорость течения, в 1.5–2 раза синхронно в двух полушариях. Согласно теории динамо средних полей [Краузе, Рэдлер, 1984], χ тесно связан с α -эффектом,

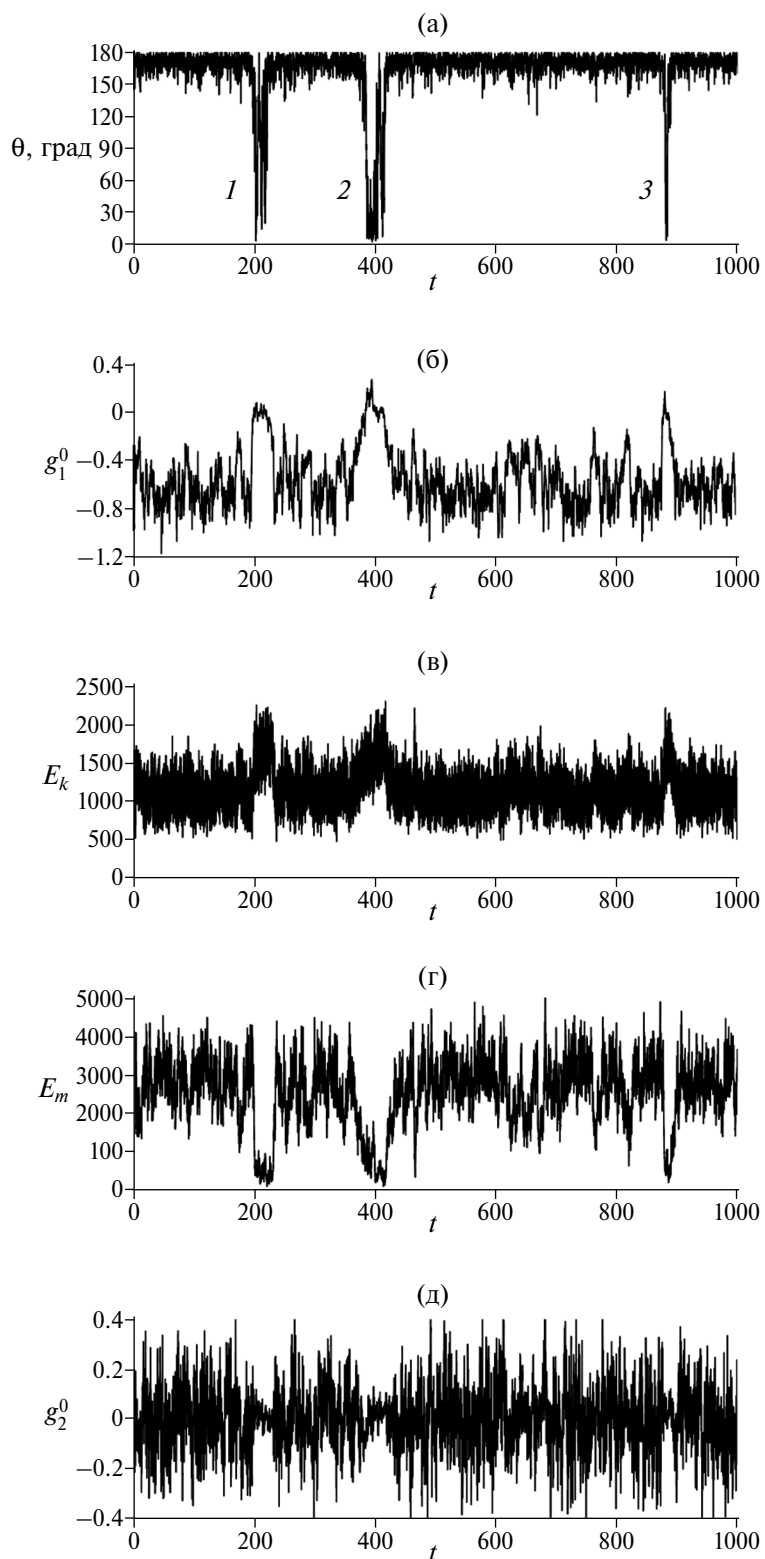


Рис. 1. Зависимость от времени t угла отклонения θ осевого диполя от географической оси (а), амплитуды осевого диполя g_1^0 (б), кинетической E_k (в) и магнитной E_m (г) энергий, и осесимметричного квадруполь g_2^0 (д) для $Ra = 4 \cdot 10^{-5}$. Цифрами отмечены наиболее яркие экскурсы.

ответственным за генерацию крупномасштабного магнитного поля. Является ли увеличение χ причиной экскурса или отражением того факта, что кинетическая энергия E_k также возрастает, сказать сложно. В любом случае можно заключить, что в случае повышения кинетической энергии энергетически выгодно состояние с меньшей магнитной энергией E_m , и наоборот — повышение E_m приводит за счет обратного воздействия магнитного поля на течения, к ослаблению конвекции. Численные эксперименты с фиксированными распределениями α - и ω -эффектов в двумерных моделях динамо среднего поля [Решетняк, 2017] скорее свидетельствуют, что крупномасштабное магнитное поле существует в некотором диапазоне амплитуд этих эффектов. Ограничение на генерацию крупномасштабного магнитного поля при слишком больших значениях источников энергии имеет простое объяснение. Обычно, в моделях используются простые формы обратного воздействия магнитного поля на α -эффект, сводящиеся к его подавлению. В этом случае быстро растущие мелкомасштабные магнитные поля настолько искажают пространственное распределение α -эффекта, делая его мелкомасштабным, что генерация крупномасштабного магнитного поля становится невозможной.

В трехмерных вычислениях анализ становится более сложным, поскольку необходимо дополнительно учитывать возрастание турбулентной вязкости. Но в целом картина остается такой же: дипольное магнитное поле генерируется в некотором диапазоне чисел Рэлея, характеризующих интенсивность тепловой конвекции [Christensen, Aubert, 2006].

Суммируя, заключаем, что в момент экскурса происходит кратковременный сбой динамо-механизма, приводящий к уменьшению не только дипольного магнитного поля, но и квадрупольного. Уменьшение магнитной энергии во всем жидком ядре не компенсируется аналогичным увеличением кинетической энергии, а значит, в силу законов сохранения энергии, приводит к повышенной омической диссипации в ядре, например, за счет увеличения турбулентной вязкости. Обратим внимание, что столь экстремальное поведение магнитного поля во время экскурсов можно интерпретировать и с оптимистической точки зрения: поскольку экскурсов в прошлом было намного больше, чем инверсий, влияние уменьшения дипольной компоненты на биологические организмы может быть не столь велико, как иногда предполагают.

Случай с более развитой конвекцией представлен на рис. 2. Наблюдается большее число смен полярности, рис. 2а, соответствующих как экскурсам магнитного поля, во время которых магнитный диполь лишь ненадолго находился в экваториальной зоне, так и полноценным инверсиям, когда амплитуда g_1^0 успевала восстановиться после смены полярности. Наиболее яркие инверсии отмечены цифрами. Так же, как и для экскурсов, наблюдается антикорреляция между поведением магнитной и кинетической энергий, но в меньшей степени. Если ранее поведение E_m и g_1^0 были близки, то теперь E_m стало более зашумленным, в силу наличия большего количества возбужденных мод. Перед инверсиями наблюдается увеличение амплитуды магнитного диполя. В свою очередь, небольшие скачки g_1^0 приводят к колебаниям либо вблизи географических полюсов, либо к экскурсам.

Чтобы оценить степень коррелированности дипольной и квадрупольной компонент, рассмотрим инверсии изображенные на рис. 2 в удобном масштабе, см. рис. 3. Поскольку характерные времена компонент отличаются в несколько раз (дипольная изменяется медленнее) [Christensen, Tilgner, 2004], инверсии можно разделить на 2 фазы: некоррелированное поведение g_1^0 и g_2^0 до и после инверсии, и непродолжительный период, когда обе компоненты имеют маленькую амплитуду. Последнее напоминает ситуацию с экскурсом выше, во время которого дипольная и квадрупольная компоненты уменьшились в несколько раз одновременно. Другими словами, согласно рассмотренной модели можно ожидать, что и во время инверсии существует временной период, когда количество попавшей радиации увеличивается за счет одновременного уменьшения дипольного и квадрупольного полей. Длительность такого периода в несколько раз меньше длительности инверсий, которые длятся несколько десятков тысяч лет. По порядку величины длительность второй фазы сравнима с продолжительностью экскурсов.

ОБСУЖДЕНИЕ

Представленный выше сценарий появления сначала экскурсов, а потом и инверсий магнитного поля приводит к мысли, что инверсии и экскурсы имеют много общего, хотя и различаются по длительности. По мере увеличения интенсивности конвекции, характерные времена течений и вариаций геомагнитного

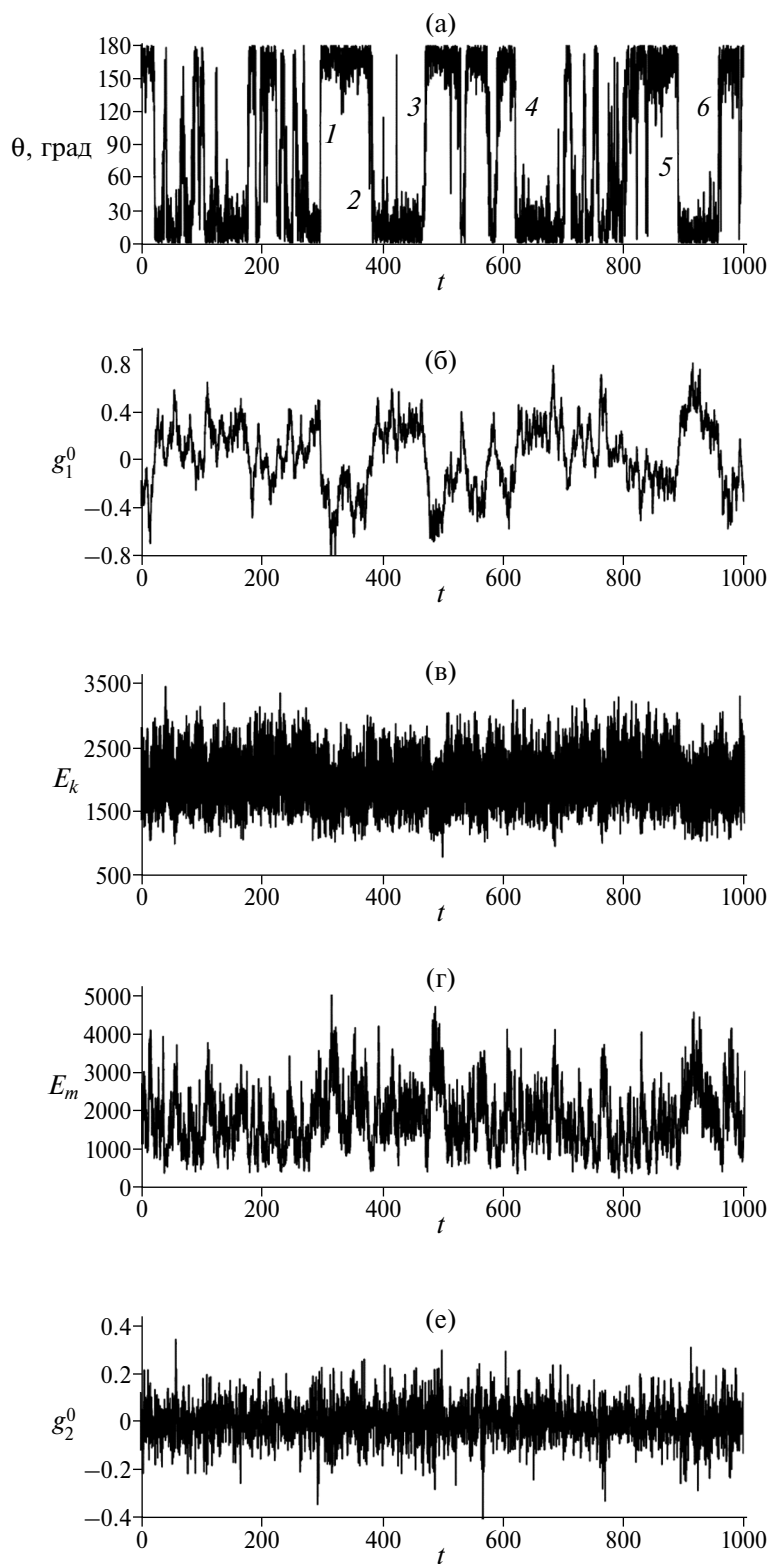


Рис. 2. Зависимость от времени t угла отклонения θ осевого диполя от географической оси (а), амплитуды осевого диполя g_1^0 (б), кинетической E_k (в) и магнитной E_m (г) энергий, и осесимметричного квадруполь g_2^0 (д) для $Ra = 5 \cdot 10^{-5}$. Цифрами отмечены наиболее яркие инверсии.

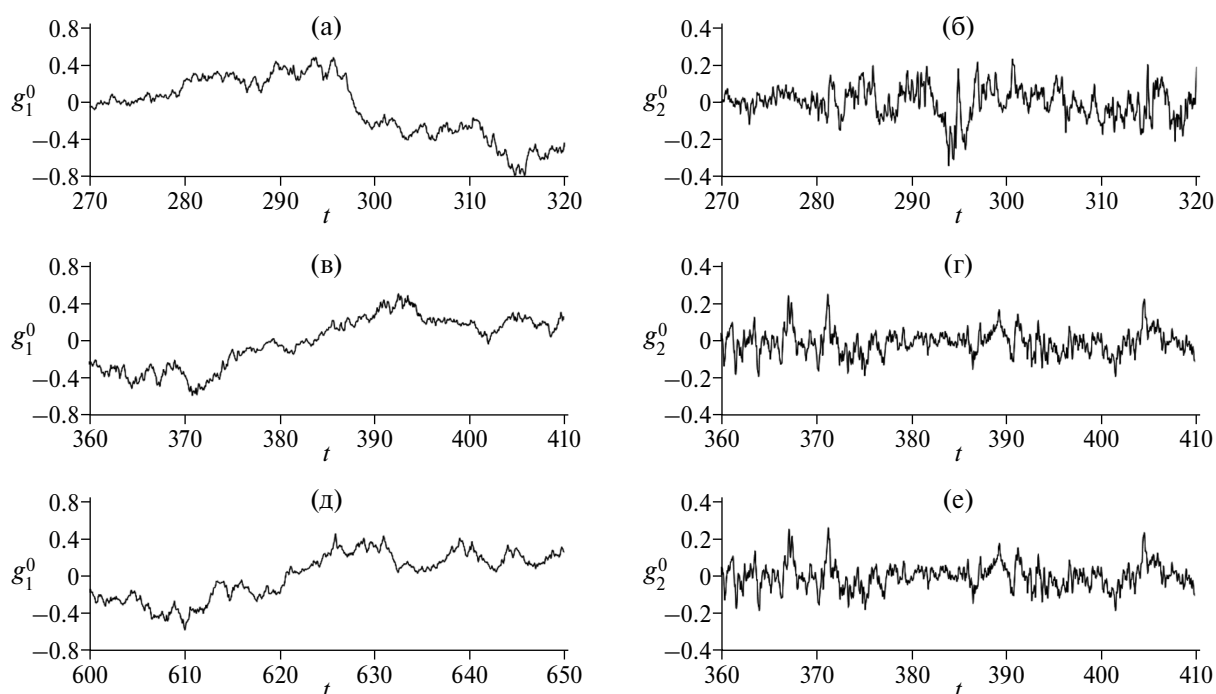


Рис. 3. Зависимость от времени t осевого диполя g_1^0 (а), (в), (д) и квадруполья g_2^0 (б), (г), (е) во время инверсий (1, 2, 3) на рис. 2 в увеличенном масштабе соответственно.

поля уменьшаются, а их амплитуда увеличивается. Поскольку наблюдаемые в трехмерных вычислениях спектры кинетической энергии и магнитного поля непрерывны, и, как правило, монотонно убывающие, мы вправе ожидать, что с ростом интенсивности конвекции корреляция между разными модами в спектре Гаусса будет все меньше. Такое предположение принимается для мод с $l > 1$ для современного поля, где l – номер гармоники в ряде Гаусса [Hulot, Mouël, 1994]. В принципе, при больших Ra , это свойство могло бы выполняться и для $l \geq 1$, поскольку дипольное магнитное поле ничем принципиально не отличается от более высоких гармоник, во всяком случае в зоне генерации. На практике это утверждение сложно проверить в силу недостаточности точности наблюдений. Повышенный интерес к поведению дипольного магнитного поля обусловлен исключительно более быстрым убыванием старших членов ряда с удалением от границы ядро–мантия. Нетривиальным оказывается, что в момент экскурса и быстрой фазы инверсии происходит синхронизация первых двух гармоник. Поскольку характерное время квадрупольного поля τ_q меньше дипольного τ_d , и длительность интервала времени в течение которого амплитуда квадрупольного поля

мала, много больше τ_q , говорить о случайном совпадении уменьшения амплитуд дипольного и квадрупольного полей не приходится. Это означает, что существует некоторый механизм, согласно которому происходит синхронизация компонент. Вопрос, насколько этот результат зависит от выбора параметров, которые не всегда удается взять соответствующими земным условиям, остается открытым.

Полученные результаты важны для предсказания поведения магнитного поля при переходе от суперхрона к режиму частых инверсий и обратно. Этот момент времени соответствует минимальному значению кинетической энергии, при котором возможна инверсия, и соответственно, может происходить одновременное уменьшение не только дипольного магнитного поля, но и поля более высоких мод. Это состояние отличается от режима частых инверсий, когда степень коррелированности диполя и более высоких мод будет меньше.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Часть работы, посвященная экскурсам, выполнена в рамках Госзадания ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН. Изучение тонкой структуры инверсий выполнена при поддержке фонда РФФ, грант 23-17-00112.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Рассмотрим уравнения динамо в сферическом слое $r_i \leq r \leq r_0$, где (r, θ, φ) – сферическая система координат, $r_0 = 1$, $r_i = 0.35$. Вводя следующие единицы измерения для скорости $\mathbf{V}$, времени t , давления P и магнитного поля $\mathbf{B}$: v/d , d^2/v , $\varrho v^2/d^2$ и $\sqrt{2\Omega\varrho v\mu}$, где $d = r_0 - r_i$ – единица длины; v – коэффициент кинематической вязкости; ϱ – плотность вещества; μ – магнитная проницаемость, запишем систему уравнений динамо в виде:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} &= \nabla \times (\mathbf{V} \times \mathbf{B}) + \text{Pm}^{-1} \Delta \mathbf{B}, \quad \nabla \cdot \mathbf{V} = 0, \quad \nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \\ \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial t} + (\mathbf{V} \cdot \nabla) \mathbf{V} &= -\nabla P - \frac{2}{E} \mathbf{1}_z \times \mathbf{V} + \\ &+ \frac{\text{Ra}}{\text{Pr}} T \frac{\mathbf{r}}{r_0} + \Delta \mathbf{V} + \frac{1}{E \text{Pm}} (\nabla \times \mathbf{B}) \times \mathbf{B} \\ \frac{\partial T}{\partial t} + (\mathbf{V} \cdot \nabla) (T + T_0) &= \text{Pr}^{-1} \Delta T. \end{aligned} \quad (\text{A.1})$$

Безразмерные числа Прандтля, Экмана, Рэлея и магнитного Прандтля заданы в виде: $\text{Pr} = \frac{\nu}{\kappa}$, $E = \frac{\nu}{\Omega L^2}$, $\text{Ra} = \frac{\alpha g_0 \delta T d^3}{\nu \kappa}$ и $\text{Pm} = \frac{\nu}{\eta}$, где κ – коэффициент молекулярной теплопроводности; α – коэффициент объемного расширения; g_0 – ускорение свободного падения; δT – единица возмущения температуры T относительно “диффузионного” (не конвективного) распределения температуры $T_0 = \frac{r_i(r-1)}{r(r_i-1)}$ η – коэффициент магнитной диффузии. Давление P содержит поправку на центробежную силу.

Система (A.1) замыкается вакуумными граничными условиями для магнитного поля на r_0 , r_i , нулевыми граничными условиями для поля скорости и возмущений температуры. В работе использован псевдоспектральный MPI-код Magic [Wicht, 2002], основанный на представлении векторных физических полей в виде суммы полоидальной и тороидальной компоненты. Далее использовано спектральное разложение Галеркина по 65 полиномам Чебышева в радиальном направлении и 128

сферическим функциям в тангенциальных направлениях. Интегрирование по времени проводилось по схемам второго порядка точности Кранка–Николсона для вязких членов и Адамса–Башфорта для остальных членов. Расчеты проводились под операционной системой Gentoo на 16-ядерных процессорах Intel(R) Xeon(R) CPU E5-2640.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Решетняк М.Ю.* Инверсии геомагнитного поля: ограничение на интенсивность конвекции в ядре Земли? // Геомагнетизм и Аэрономия. 2021. Т. 61. № 2. С. 267–272.
- Решетняк М.Ю.* Адаптация модели среднего поля в геодинамо // Физика Земли. 2017. № 4. С. 93–99.
- Краузе Ф., Рэдлер К.-Х.* Магнитная гидродинамика средних полей и теория динамо. М.: Мир. 1984.
- Christensen U.R., Tilgner A.* Power requirement of the geodynamo from ohmic losses in numerical and laboratory dynamos // Nature. 2004. V. 429. № 6988. P. 169.
- Christensen U., Aubert J.* Scaling properties of convection-driven dynamos in rotating spherical shells and application to planetary magnetic fields // Geophys. J. Int. 2006. V. 166. P. 97–114.
- Hollerbach R., Jones C.A.* Influence of the Earth’s inner core on reversals // Nature. 1993. V. 365. P. 541–546.
- Glatzmaier G.A.* Introduction to modeling convection in planets and stars: Magnetic field, density stratification, rotation. Princeton University Press. 2013.
- Gubbins D.* The distinction between geomagnetic excursions and reversals // Geophys. J. Int. 1999. V. 137. № 1. P. F1–F3.
- Hulot G., Mouël J.Le.* A statistical approach to the earth’s main magnetic field // Phys. Earth Planet. Int. 1994. V. 82. № 3–4. P. 167–183.
- Ogg J.* Geomagnetic polarity time scale. Elsevier. 2020.
- Valet J.-P.* Time variations in geomagnetic intensity // Rev. Geophys. 2003. V. 41. № 1. P. 4.
- Wicht J.* Inner-core conductivity in numerical dynamo simulations // Phys. Earth Planet. Int. 2002. V. 132. № 4. P. 281–302.
- Zhang K., Gubbins D.* Is the geodynamo process intrinsically unstable? // Geophys. J. Int. 2000. V. 140. № 1. P. F1–F4.

Synchrony between Dipole and Quadrupole During Magnetic Field Reversals and Excursions

M. Yu. Reshetnyak^{a,b,*}

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

^b*Pushkov Institute of Terrestrial Magnetism, Ionosphere and Radio Wave Propagation, Russian Academy of Sciences, Troitsk, Moscow, 108840 Russia*

**e-mail: m.reshetnyak@gmail.com*

Received April 28, 2023

revised July 5, 2023

accepted July 8, 2023

Abstract — In contrast to reversals, excursions of the geomagnetic field can occur at lower convection intensities in the Earth's core. Since in such geodynamo regimes the behavior of the magnetic field is still quasi regular, a reduction of the dipole field during an excursion may indicate a global failure of the dynamo process. As a consequence, it is possible that during the excursion, not only the dipole component, but also the higher harmonics of the field decrease. This hypothesis is tested in a three-dimensional (3D) dynamo model.

Keywords: geomagnetism, dynamo, excursions, reversals

УДК 550.384.3: 551.763.3

АНОМАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РЕЖИМА ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В КОНЦЕ МЕЛОВОГО СУПЕРХРОНА НОРМАЛЬНОЙ ПОЛЯРНОСТИ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИССЛЕДОВАНИЙ ТУРОНА–САНТОНА ЮГО-ЗАПАДНОГО КРЫМА

© 2024 г. А. Ю. Гужигов^{1,*}, Е. Ю. Барабошкин^{2,3,**}, И. П. Рябов^{1,***},
М. А. Устинова^{3,****}, В. С. Вишневская^{3,*****}

¹Саратовский национальный исследовательский государственный университет
им. Н.Г. Чернышевского, г. Саратов, Россия

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

³Геологический институт РАН, г. Москва, Россия

*E-mail: aguzhikov@yandex.ru

**E-mail: ejbaraboshkin@mail.ru

***E-mail: ryaboff.il@yandex.ru

****E-mail: ustanova_masha@mail.ru

*****E-mail: valentina.vishnaa@mail.ru

Поступила в редакцию 07.04.2023 г.

После доработки 05.06.2023 г.

Принята к публикации 08.06.2023 г.

В 394 образцах, характеризующих 266 стратиграфических уровней в 4 разрезах турона–сантона ЮЗ Крыма, выделены характеристические компоненты намагниченности (**ChRM**), сформировавшиеся на стадии диагенеза. Полученные данные фиксируют запись палеогеомагнитных вариаций большой амплитуды (среднеквадратичное отклонение $S = 25.9^\circ$ при использовании фиксированного угла отсечения 45° , что примерно в два раза превышает модельные S для данной широты) в отложениях, формировавшихся в течение ~5–6 млн лет, и интерпретируются как аномальный режим геомагнитного поля в туронском, коньякском и сантонском веках.

Ключевые слова: палеомагнетизм, тонкая структура поля, меловой суперхрон нормальной полярности, магнитостратиграфия, верхний мел, турон, коньяк, сантон, бентосные фораминиферы, известковый наннопланктон, жилианеллы, аммониты.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0002333724010024>, **EDN:** ENRCRH

ВВЕДЕНИЕ

Ранее в верхнетуронских–сантонских отложениях разреза оврага Аксу-Дере (Юго-Западный Крым) был зафиксирован аномально большой разброс палеомагнитных направлений [Гужигов, Федулеев, 2019; Гужигов и др., 2021б], не получивший однозначного объяснения из-за нехватки материалов для надежного обоснования первичности характеристических компонент намагниченности (**ChRM**). В частности, выяснению возраста **ChRM** препятствовала невозможность использования стандартных полевых тестов. Тест инверсий был не применим, потому что турон–сантон в ЮЗ Крыму

охвачены магнитозонной прямой полярности, а вышележащие кампанские–маастрихтские отложения, в которых встречены магнитозоны противоположного знака, частично перемагничены, вследствие чего в них не выделены древние компоненты намагниченности в “чистом” виде [Барабошкин и др., 2020; Гужигов и др., 2021б; Гужигова, 2018]. Тест складки оказался не работоспособен ввиду малых вариаций элементов залеганий пластов. Несмотря на наличие косвенных данных, свидетельствующих в пользу первичности намагниченности, их было недостаточно для однозначных выводов о природе **ChRM**. Поэтому, наряду с гипотезой об обусловленности значительных вариаций

палеомагнитных векторов аномальным режимом геомагнитного поля, не исключались другие версии, связанные с частичным перемагничиванием пород.

Доказательством существования необычного поведения поля на протяжении 5–6 млн лет, прошедших от конца турона до окончания сантонского века [Gradstein et al., 2020], могло бы стать проследивание аналогичных высокоамплитудных вариаций **ChRM** в разновозрастных отложениях других разрезов. Результаты проведенных с этой целью исследований турона разреза Кизил-Чигир (~ в 8.5 км к северу от разреза Аксу-Дере) и сантона разреза Кудрино-2 (~ в 2.2 км к югу от Аксу-Дере) обнаружили высокие кучности [Гужиков, Федулеев, 2019; Гужиков и др., 2021б; 2020]. Однако впоследствии было установлено, что, по сравнению с Аксу-Дере, на Кизил-Чигире представлены более древние слои турона (возраст уточнен И.П. Рябовым на основе данных по бентосным фораминиферам (БФ), приведенным в настоящей статье), а в Кудрино-2 — более молодые сантонские породы, чем в Аксу-Дере [Гужиков и др., 2021а; 2021б]. Таким образом, вопрос о латеральной устойчивости палеомагнитных вариаций остался открытым. Значительный разброс **ChRM** был зафиксирован в маломощном (~ 2 м) обнажении пограничных слоев коньяка и сантона — Аксу-Дере-2, расположенном неподалеку (~ 1.4 км) от разреза Аксу-Дере [Гужиков, Федулеев, 2019]. Но всего шесть опробованных уровней в этом обнажении и его близость к основному разрезу не позволяют расценивать данные по Аксу-Дере-2 как весомый аргумент в пользу существования аномального режима позднемелового поля.

Ключевое значение для выяснения вопроса о природе высокоамплитудных вариаций палеомагнитных направлений имеют данные по сантону разреза горы Чуку в междуречье Бельбек-Кача, где зафиксированы вариации палеомагнитных направлений, аналогичные тем, которые были выявлены ранее в Аксу-Дере [Гужиков, Федулеев, 2019; Гужиков и др., 2021б]. Вместе с тем верхам разреза Чуку, являющимся возрастными аналогами верхов сантона в разрезе Кудрино-2, свойственна высокая кучность направлений.

Подробные результаты комплексных био- и магнитостратиграфических исследований по сантону сводного разреза Аксу-Дере–Кудрино приведены ранее [Гужиков и др., 2021а; 2021б], а краткая информация о палеомагнитных

и микропалеонтологических данных опубликована по туронской–коньякской части разреза Аксу-Дере [Гужиков, Федулеев, 2019; Гужикова и др., 2020], разрезам Кизил-Чигир и Чуку [Гужикова и др., 2021].

В настоящей работе приведены развернутые палеомагнитные и петромагнитные материалы по турону–коньяку разреза Аксу-Дере и турону разреза Кизил-Чигир (А.Ю. Гужиков), которые публикуются впервые. Краткая микропалеонтологическая характеристика турона–сантона разрезов Кизил-Чигир и Чуку (И.П. Рябов, М.А. Устинова, В.С. Вишневская), переопределения аммонитов из коллекции В.Г. Кликушина и седиментологическая характеристика разрезов (Е.Ю. Барабошкин) также приводятся впервые.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИЗУЧЕННЫХ РАЗРЕЗОВ

Туронский, коньякский и сантонский ярусы в юго-западной части Горного Крыма представлены преимущественно известняками и весьма схожи между собой в литологическом отношении. Нижний турон, обогащенный терригенной примесью, является частью белогорской свиты, средний–верхний турон и коньяк слагают прохладненскую свиту, а сантон, состоящий из менее твердых, по сравнению с туронскими–коньякскими, известняков, относится к кудринской свите [Плотникова и др., 1984; Алексеев, 1989]. Турон–сантон, как и весь верхний мел, входят в состав субплатформенного комплекса (мел–эоцен), моноклинально залегающего на киммерийском складчатом основании. Падение слоев в целом северо-западное (при локальных вариациях от западного до северного) и преимущественно пологое (от 10° до 15°). Только на южном краю моноклинали углы падения резко возрастают, вплоть до субвертикального залегания пластов (табл. 1). По сравнению с сантоном и коньяком, частично или полностью уничтоженных сантонским и предкампанским размытием, туронский ярус пользуется наибольшим распространением на территории ЮЗ Крыма [Алексеев, 1989].

На территории Бахчисарайского района нами изучены 4 разреза турона–сантона. Разрез Кизил-Чигир (обн. 3186, 3172) расположен на западном склоне одноименной горы на северной окраине с. Трудолюбовка на правом берегу р. Бодрак. Разрезы Кудрино-2 (обн. 3184) на северной окраине с. Кудрино и овраг Аксу-Дере (3168) ~ в 2 км к северу от этого села находятся на правом борту долины р. Кача. Разрез Чуку

Таблица 1. Сведения о разрезах

Название разреза (№ обнажения)	Географические координаты		Возраст	Мощность (м) / кол-во уровней	Измеренные / усредненные *** азимут(ы) и угол(углы) падения, град
	с. ш.	в. д.			
Чуку (3180)	44°38'11.2"	33°56'20.5"	Верхний сантон	0.7 / 12	162–318 ∠ 5–80
Чуку (3175)	*44°38'11.0"	33°56'22.3"		44.6 / 45	187–347 ∠ 3–28 / 300 ∠ 19
Чуку (3181)	**44°38'10.5"	33°56'13.1"		29.2 / 32	185–240 ∠ 15–55 / 208 ∠ 33
Чуку (3177, обр. 1–47)	*44°38'11.8"	33°56'31.3"		96.4 / 31	282–334 ∠ 20–50 / 309 ∠ 35.5
Чуку (3177, обр. 48–78)	**44°37'52.1"	33°56'20.3"		40.7 / 47	287–342 ∠ 38–85 / 320 ∠ 69
Чуку (3176)	*44°37'37.5"	33°56'22.5"	Турон(?) + кампан(?)	13.0 / 18	277–317 ∠ 10–14 / 292 ∠ 13
Кудрино-2 (3184)	**44°38'06.3"	33°56'27.9"		23.7 / 27	292–346 ∠ 10–19 / 312 ∠ 14
Аксу-Дере (3168)	*44°42'15.0"	33°56'49.5"	Верхний турон – коньяк + верхний сантон	16.7 / 69	317–17 ∠ 6–21 / 344 ∠ 11
Кизил-Чигир (3186, 3172)	**44°42'17.8"	33°56'47.6"		11.1 / 23	342–2 ∠ 14–15 / 357 ∠ 14

Примечания: * – начало отробования; ** – конец отробования; *** усредненные элементы залегания адекватно отражают доминирующие падения пластов, которые отчетливо выражены во всех обнажениях, кроме обн. 3180 (складка подводного оползания).

близ с. Высокое опробовался на южном и восточном склонах горы Чуку (Полус), которая является частью водораздела рр. Кача–Бельбек (рис. 1, рис. 2, табл. 1).

Одним из наиболее хорошо охарактеризованных в палеонтологическом отношении разрезов является район оврага Аксу-Дере, в котором нами опробован интервал от верхнего турона до сантона включительно, видимой мощностью 16,5 м (рис. 2д, рис. 3). Позднетуронский – раннеконьякский

возраст пород обоснован иноцерамами и планктонными фораминиферами [Копаевич, Валащик, 1993; Kopaevich, Walaszczuk, 1990]. Более поздними исследованиями в этом разрезе установлено наличие среднеконьякских отложений и не исключается присутствие верхнего коньяка [Гужикова и др., 2020; Щербинина, Гаврилов, 2018]. Подошва сантона (граница прохладненской и кудринской свит) определяется по поверхности зрелого твердого дна и легко опознается в соседнем (в ~ 1,4 км

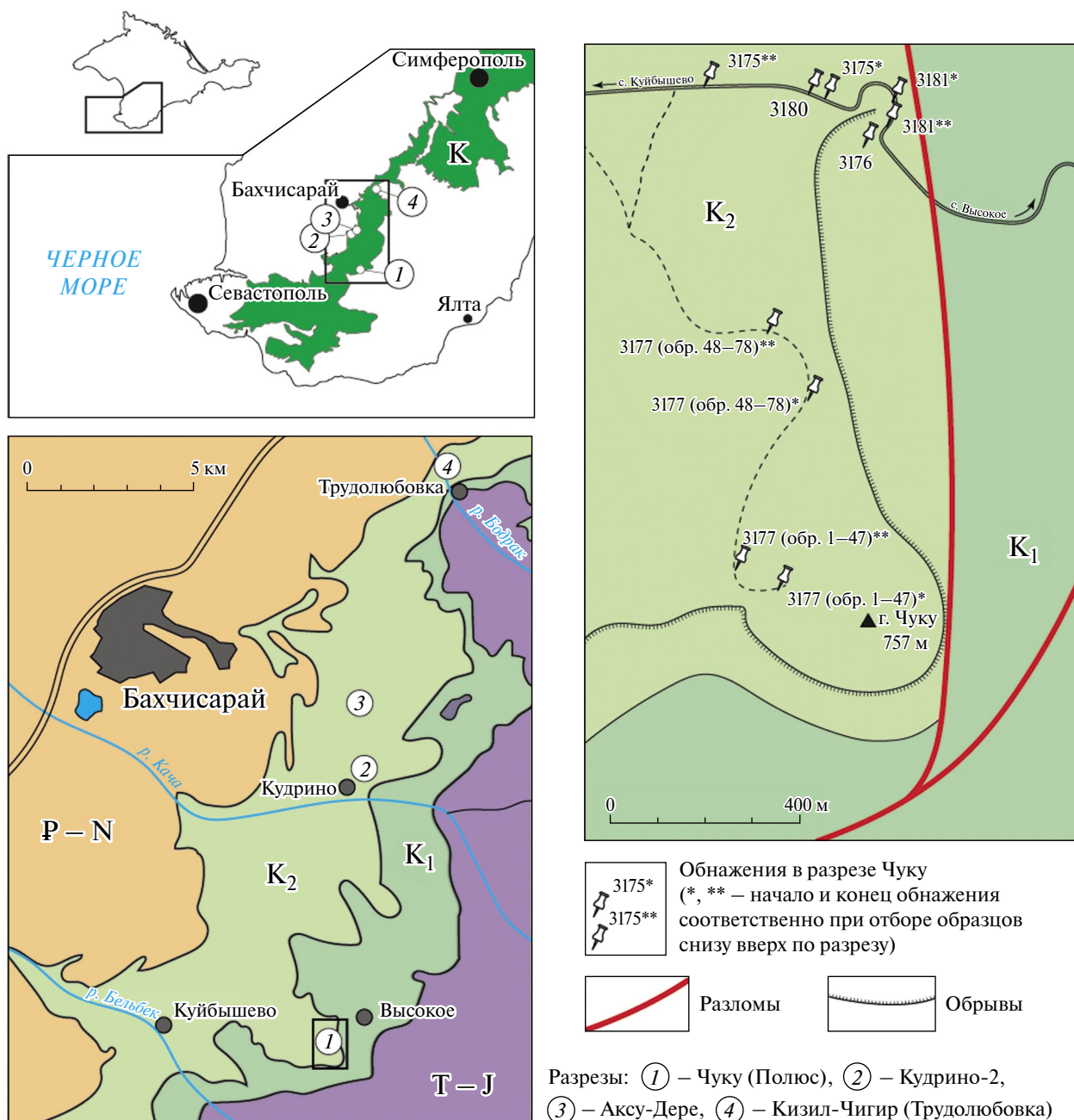


Рис. 1. Геологическая схема района исследований с указанием местоположений изученных разрезов и обнажений. Геологическая схема района горы Чуку дана по работе [Юдин, 2020].

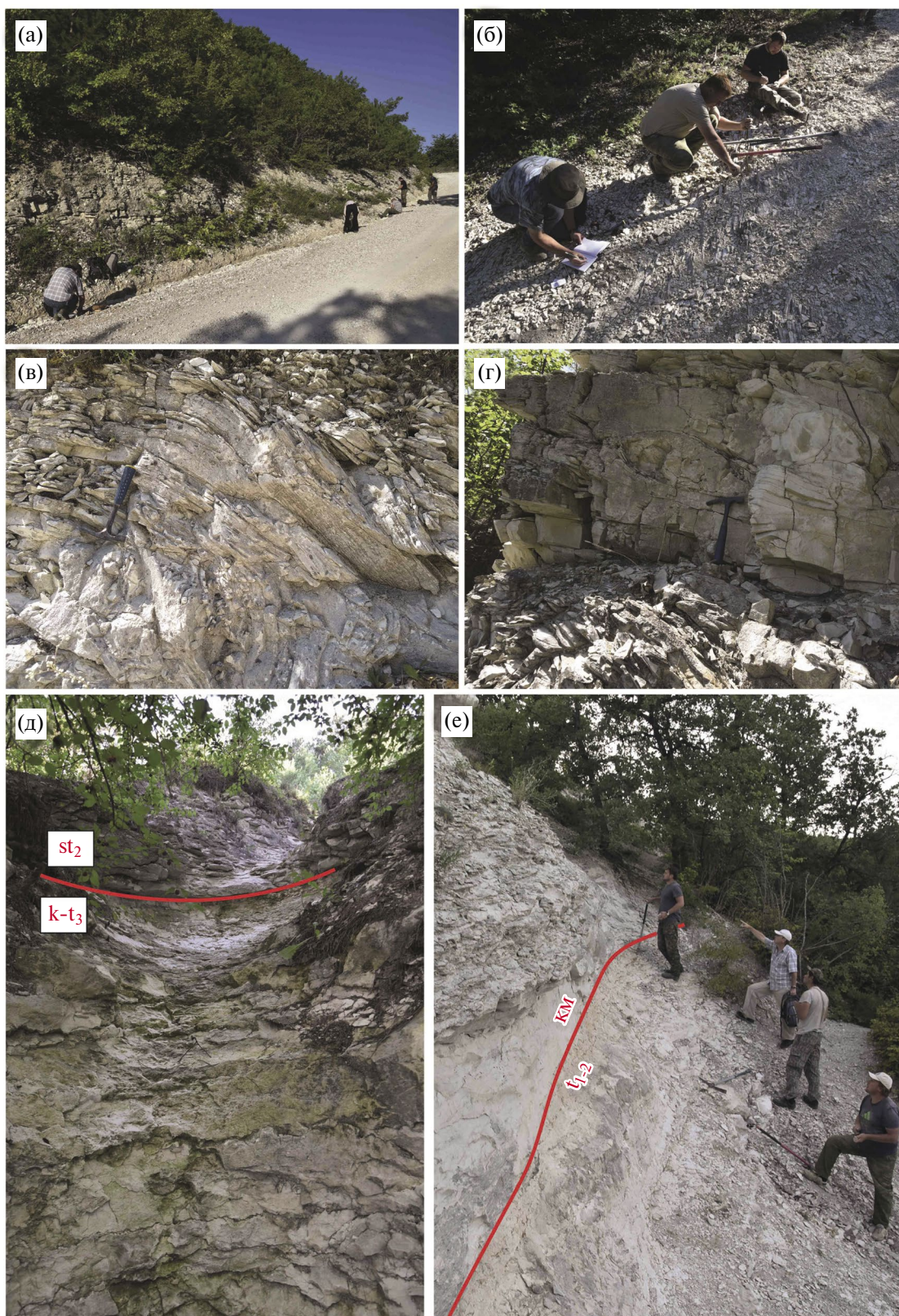


Рис. 2. Фотографии изученных обнажений в разрезе Чуку: (а) — обн. 3175 (верхний сантон); (б) — обн. 3177 (обр. 1–47) (нижний(?)–верхний сантон); (в) — обн. 3180 (верхний сантон); (г) — обн. 3176 (сантон?); (д) — разрез Аксу-Дере (обн. 3168, верхний турон–коньяк и низы верхнего сантона); (е) — разрез Кизил-Чигир (обн. 3172, граница между туроном и кампаном).

южнее) небольшом (видимая мощность 2.1 м) обнажении Аксу-Дере-2, в котором продублировано палеомагнитное опробование верхов коньяка и низов сантона. Нижесантонский подъярус в разрезе отсутствует, позднесантонский возраст пород и уровень границы сантона—кампана в разрезе обоснованы комплексными био-, хемо- (стабильные изотопы углерода, кислорода и стронция) и магнитостратиграфическими данными [Гужиков и др., 2021a; 2021b].

Пограничный интервал сантона—кампана содержит явные признаки перерывов (в том числе размывов) в осадконакоплении и конденсации в разрезе Аксу-Дере, но в более полном виде сохранился разрезе Кудрино-2 (рис. 3), расположенном ~ в 2.2 км южнее. По результатам комплексных исследований установлено, что в Кудрино-2 в магнитостратиграфическом отношении изучены в основном более молодые слои сантона, аналоги которых отсутствуют в разрезе Аксу-Дере [Гужиков и др., 2021a; 2021b].

В разрезе Кизил-Чигир (рис. 3) обнажается прохладненская свита (турон), видимой мощностью 17 м, на которой, без признаков углового несогласия, но с перерывом, залегает кудринская свита (кампан). Верхи прохладненской свиты традиционно относились к верхнему турону [Алексеев, 1989; Барабошкин и др., 2016], но по результатам наших исследований в них установлен комплекс БФ, характерный для нижнетуронского подъяруса. В нижней части разреза (обр. 3186-1) встречены *Gyroidina nitida* (Reuss), *Tappanina eouvigeriniformis* (Keller), *Cibicides pollyrraphes* (Reuss), *Gyroidina lenticula* (Reuss), и др., характерные для нижнего турона Восточно-Европейской платформы, Крыма и Мангышлака. Выше, в обр. 3186-6, отмечается появление многочисленных *Stensioeina* (*Protostensioeina*) *granulata humilis* (Koch), а также *Marssonella oxycona* (Reuss), *Berthelina berthelini* (Keller) и др. Выше (обр. 3186-17) появляется *Reussella carinata* (Vasilenko), которая является потомком *R. turonica*.

Таким образом, в разрезе Кизил-Чигир возможно выделение трех комплексов БФ в ранге слоев, которые коррелируются с зональной схемой Восточно-Европейской платформы [Беньямовский, 2008]: слои с *Tappanina eouvigeriniformis* (зона *Gavelinella nana* LC3, нижний турон), слои с *Stensioeina* (*Protostensioeina*) *granulata humilis*/*Reussella turonica* и слои с *Reussella carinata* (зона *Protostensioeina* *praexculpta* LC5, средний — верхний турон) (рис. 3).

Присутствие в комплексе нижнетуронских форм БФ, не установленных в разрезе Аксу-Дере

[Гужикова и др., 2020], позволяет заключить, что верхи прохладненской свиты в районе Трудолюбовки являются более древними и относятся к нижнему—среднему турону.

По литературным данным [Кликушин, 1985; Алексеев, 1989] известно, что наиболее полные разрезы турона—сантона расположены на водоразделе рр. Кача и Бельбек, в том числе и на горе Чуку. Автор работы [Кликушин, 1985], детально изучавший туронские—сантонские отложения бассейна р. Бельбек, не зафиксировал на горе Чуку следов значительного перерыва, связанного с сантонским размывом, широко распространенным в ЮЗ Крыму.

В работе [Кликушин, 1985] по макрофаунистическим данным (криноидеи, иноцерамы, морские ежи, аммониты, брахиоподы) в разрезе Чуку выделены турон (мощностью 11 м), коньяк (20 м) и сантон (видимой мощностью 37 м). Позже из этих же разрезов были изучены комплексы радиолярий [Брагина, Брагин, 2007], подтвердившие только среднетуронский и нижнеконьякский возраст отложений.

В нашем распоряжении оказалась небольшая коллекция аммонитов, определения которых, выполненные А.А. Атабекианом (ВСЕГЕИ) и А.С. Алексеевым (МГУ), приведены в статье [Кликушин, 1985]. Хотя точное положение аммонитов в разрезах неизвестно, удалось установить их возраст. Позднетуронский возраст подтвержден находками *Puzosia* (*Puzosia*) cf. *muelleri* De Grossouvre и *Tongoboryceras* sp. juv., а позднесантонский — комплексом аммонитов *Hauericeras* (*Gardeniceras*) *gardeni* (Baily), “*Nowakites*” *katschthaleri* (Immel, Klinger et Wiedmann), *Baculites incurvatus* Dujardin, *Pseudoxybeloceras* (*Parasolenoceras*) *splendens* Collignon и др. Наличие коньякских и нижнесантонских отложений аммонитами пока не подтверждено.

Низы и верхи разреза, описанного в работе [Кликушин, 1985], опробованы в обнажениях 3176 (на крутом восточном склоне г. Чуку) и 3175 (на южном склоне, вдоль автодороги с. Высокое — с. Куйбышево, рис. 2а, 2г). В этом разрезе только в обр. 3176-3 были встречены бентосные фораминиферы *Gavelinella ammonoides* и *Marssonella oxycona*, позволяющие предполагать ранне—среднетуронский возраст основания разреза. Выше, М.А. Устиновой был определен комплекс наннопланктона с *Zeugrhabdotus scutula* и *Eprolithus moratus*, позволивший отнести среднюю часть разреза (образцы 3176-4—3176-14) к сантону. Еще выше, над хорошо выраженной

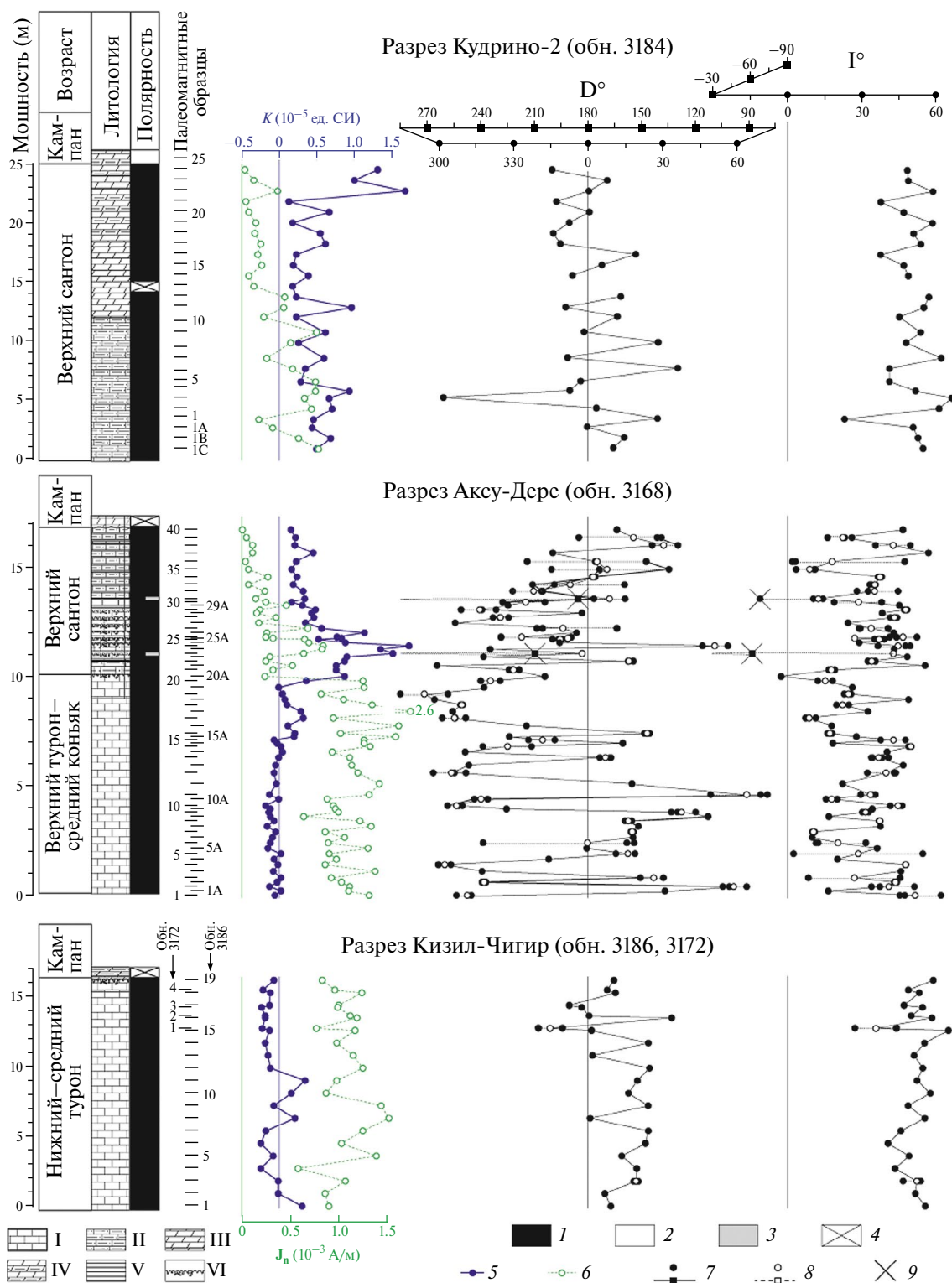


Рис. 3. Магнитостратиграфические характеристики турона—сантона разрезов Кизил-Чигир, Аксу-Дере и Кудрино-2. Условные обозначения. Литология: I — известняки, II — алевроитистые известняки, III — мергели, IV — сильноглинистые мергели, V — глины, VI — поверхности хардграундов. Полярность: 1 — прямая; 2 — обратная; 3 — аномальная; 4 — отсутствие данных о полярности. Графики по разрезам: 5 — магнитной восприимчивости (K); 6 — естественной остаточной намагниченности (J_n); 7 — палеомагнитного склонения (D) и наклонения (I); 8 — средние значения палеомагнитных векторов по образцам с одного уровня (кружки и квадратики соответствуют диапазонам $285^\circ < D < 360^\circ$, $0^\circ \leq D < 75^\circ$, $(-30^\circ) < I < 90^\circ$ и $75^\circ \leq D \leq 285^\circ$, $(-90^\circ) < I < (-30^\circ)$ соответственно); 9 — палеомагнитные направления, исключенные из статистического анализа.

поверхностью размыта, в обедненном комплексе наннопланктона появляются *Arkhangelskiella* sp., свидетельствующие предположительно о ранне-кампанском возрасте пород (образцы 3176–15–3176–18).

В обнажении 3175, судя по его мощности (44.6 м), должны быть представлены оба подъяруса сантона, потому что по работе [Кликушин, 1985] мощность нижнего сантона — 16 м, а видимая мощность верхнего сантона — 21 м. Однако определенный отсюда комплекс БФ, типичен только для верхнего сантона. Он включает в т.ч. *Heterostomella praefoveolata*, ранее известный в Крыму лишь из одноименных слоев разреза Кудрино-2, соответствующих самым верхам сантонского яруса [Гужиков и др., 2021а; 2021б]. В обн. 3175 встречены планктонные фораминиферы (ПФ) *Sigalia carpathica* (Salaj et Samuel), *S. decoratissima* (de Klasz), характерные для верхней части зоны *Dicarinella asymetrica* [Coccioni et al., 2015], охватывающей самую верхнюю часть сантонского яруса. Это может указывать на присутствие здесь еще более молодых отложений, чем в Кудрино-2, где указанные ПФ не обнаружены [Гужиков и др., 2021а; 2021б]. Сантонскому возрасту не противоречит встреченный нами аммонит *Eupachydiscus* sp. из нижней части разреза (обр. 3175–3).

В поисках коньяк–нижесантонских отложений, был изучен разрез в грунтовой дороге, ведущей через лес по западному склону горы Чуку к ее вершине (обн. 3177) (рис. 26). Согласно работе [Юдин, 2020], меловые породы здесь деформированы в принадвиговую складку, и, при сохранении общего падения к западу–северо-западу, углы падения слоев закономерно выглаживаются от вершины горы к ее подножию. У вершины горы (интервал между обр. 3177–1 и 3177–47) средний угол падения составляет почти 70°, в середине склона (интервал между обр. 3177–48 и 3177–78) он равен ~40°, а у подножия (обн. 3175) — 13°–17° (табл. 1, рис. 1, рис. 2а, 2б, 2г). Значительные вариации азимутов и углов падений относительно средних значений элементов залеганий пластов (табл. 1), вероятно, связаны с широким распространением в разрезе сингенетичных оползневых деформаций (рис. 2в, 2г).

На основе БФ верхнюю часть обнажения 3177 (начиная с уровня обр. 3177–40) следует отнести к верхнему сантону в связи с появлением *Heterostomella praefoveolata*, и присутствием планктонных фораминифер *Sigalia decoratissima* (обр. 3177–57). Комплекс БФ в нижней

части обн. 3177 представлен *Gavelinella stelligera*, *Stensioeina gracilis*, *S. perfecta* и др., что предполагает сантонский возраст отложений, и ставит присутствие коньякского яруса под сомнение.

Кроме того, в образцах 3177/32, 3177/36, 3177/43, 3177/45 В.С. Вишневской определены известковые микропроблематики — жили-анеллы (*Azymella cannabinata* Odin, *Gilianella tenuibrachialis* Odin, *Numismella tarbellica* Odin и другие), распространенные преимущественно в кампане, что подтверждает в целом поздне-сантон–кампанский возраст изученного разреза.

Таким образом, коньякский ярус и нижне-сантонский подъярус на горе Чуку нами не подтверждены, что, возможно, связано с ухудшившейся за последние 40 лет обнаженностью. Результаты полевых исследований выявили новую проблему: мощность опробованных нами сантонских отложений в обн. 3177 составляет ~90 м, а с учетом пропусков в обнаженности — не менее 140 м. Даже, если допустить, что обн. 3175 не наращивает разрез, а дублирует обн. 3177, то, все равно, измеренная нами мощность в разы превышает мощность сантонского яруса, указанную автором первоописания разреза. Учитывая фрагментарную обнаженность и сложное геологическое строение района исследований, можно предположить, что при опробовании допущено дублирование одних и тех же интервалов разреза из-за разрывных нарушений или сингенетичных деформаций (складок подводного оползания), широко распространенных в исследуемых отложениях (рис. 2в, 2г). Эти же факторы могли привести к редуцированию значительных интервалов разреза, описанного в работе [Кликушин, 1985], но для выяснения причин противоречий, необходимы дополнительные исследования.

Сантонские отложения на горе Чуку достаточно однородны, в них отсутствуют надежные литологические или петромагнитные реперы (рис. 4). Но по результатам палеомагнитных исследований, изложенных ниже в разделе “Результаты исследований”, вариант дублирования слоев исключается, по крайней мере, для обн. 3177 и 3175. Более вероятным представляется редуцирование фрагментов разреза за счет разрывных нарушений или/и наличия значительных изменений мощности разновозрастных слоев.

На горе Чуку нами было также опробовано обнажение 3181 с восточной стороны характерного петлеобразного изгиба автодороги Куйбышево–Высокое (рис. 1). Здесь вдоль дороги вскрываются породы, по внешнему виду

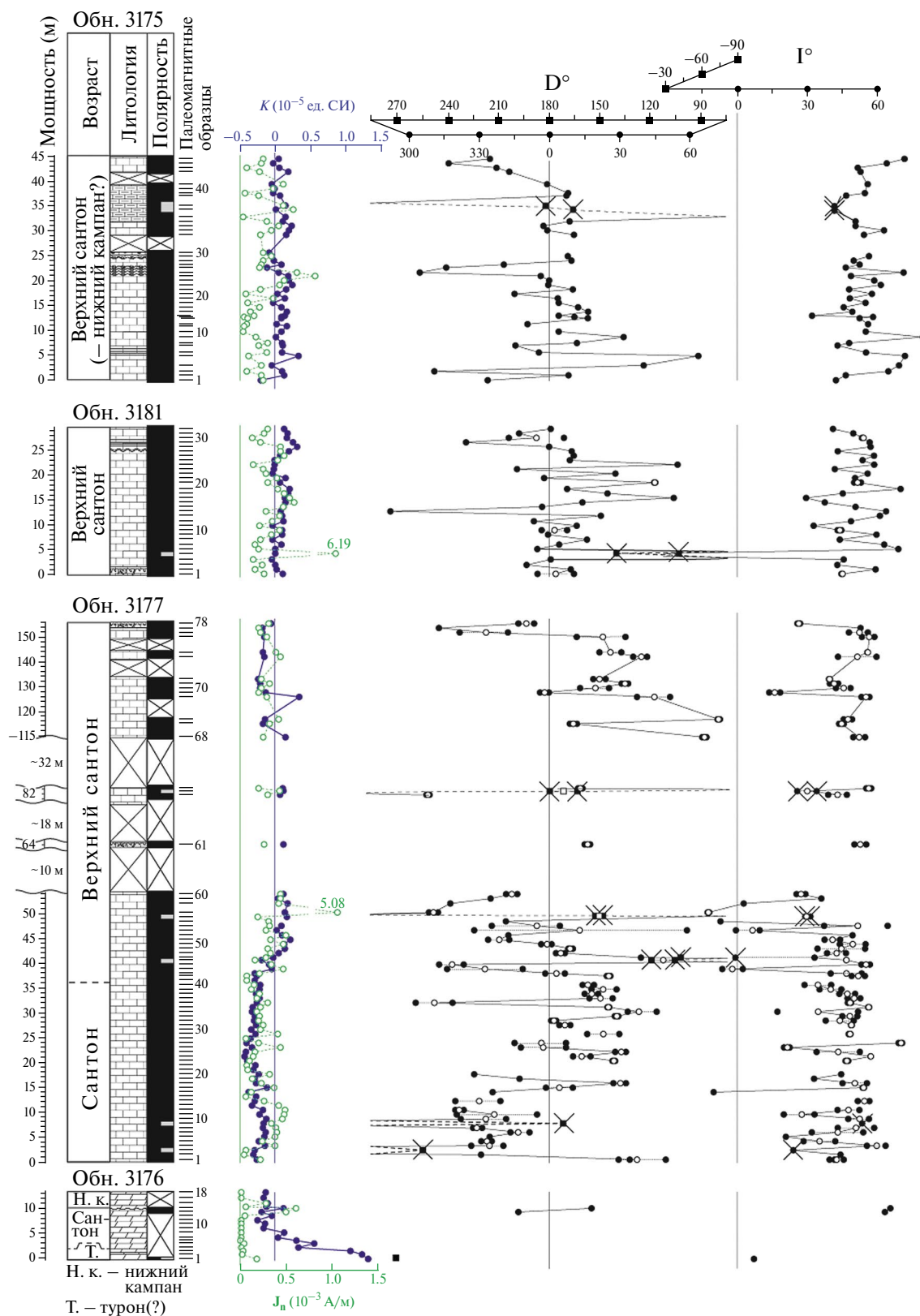


Рис. 4. Магнитостратиграфические характеристики турона(?) и сантона разрезов в районе г. Чуку. Условные обозначения см. на рис. 3. В обн. 3177 волнистыми линиями ограничены пропуски в обнаженности, мощность которых показана вне масштаба. Взаимное расположение обнажений 3176, 3175, 3176 и 3177 показано на рис. 10.

неотличимые от сантонских известняков, изученных в обн. 3175 и 3177. Комплекс бентосных фораминифер, встреченный в обн. 3181, идентичен комплексу БФ в обн. 3175. Палеомагнитные и петромагнитные данные (см. раздел “Результаты исследований”) не противоречат представлению об одновозрастности слоев в обн. 3175 и 3181.

В пределах обн. 3175, как отдельный объект палеомагнитных исследований (обн. 3180) обнаружена складка подводного оползания (рис. 2в). Ориентированные образцы с крыльев этой складки были отобраны и изучены с целью выяснения механизма формирования намагниченности при деформациях неполностью литифицированных слоев карбонатных осадков. Стоит отметить, что аналогичные складки встречены в разрезе 3176 в основании сантона (рис. 2г), нижнетуронских отложениях Аксу-Дере и других разрезах турона–сантона.

МЕТОДИКА РАБОТ

В каждом изученном разрезе параллельно с его детальным (послойным) описанием и поисками макрофаунистических остатков брались пробы для разных видов анализов по системе “образец в образец”. Для палеомагнитных исследований с помощью шанцевых инструментов отбирались ориентированные штуфы, из которых впоследствии выпиливалось по 3–4 образца в форме кубиков размером $2 \times 2 \times 2$ см, либо установкой Drill Core D261-С выбуривались ориентированные керны диаметром 2.5 см, из которых изготавливались цилиндры высотой 2.2 см. В зависимости от мощности стратиграфических подразделений интервал отбора палеомагнитных образцов варьировал от 0.2–0.3 до 0.9–1.2 м (табл. 1). Из каждого уровня отбирались образцы для петрографического изучения и изотопно-геохимических анализов, а из каждого пятого уровня брались пробы для микропалеонтологических анализов (планктонные и бентосные фораминиферы, диноцисты, наннопланктон).

В верхнетуронском–сантонском интервале разреза Аксу-Дере, в котором по результатам его палеомагнитного изучения в 2018 г. были зафиксированы вариации **ChRM** аномально большой амплитуды [Гужиков, Федулеев, 2019], для подтверждения обнаруженного эффекта в 2019 г. дополнительно были взяты ориентированные образцы еще с 29 уровней. Измерения элементов залегания пластов при повторном опробовании разреза проводились с особой тщательностью, чтобы исключить ложный эффект

значительного разброса **ChRM** вследствие ошибочного принятия за плоскости напластования поверхностей иной природы (например, обусловленных тектонической трещиноватостью).

Петромагнитные и магнито-минералогические исследования включали измерения естественной остаточной намагниченности (J_n), объемной магнитной восприимчивости (K) до и после прогрева пород при температуре 500°C в течение часа, анизотропии магнитной восприимчивости (AMB), параметров магнитного гистерезиса, коэрцитометрию.

Основная часть исследований выполнена в лаборатории петрофизики Саратовского государственного университета. Для измерений магнитной восприимчивости использовался каппабридж MFK1-FB (производство AGICO, Чехия) с чувствительностью $3 \cdot 10^{-8}$ ед. СИ (для K) и $2 \cdot 10^{-8}$ ед. СИ (для AMB), для измерений остаточной намагниченности — спин-магнитометр JR-6 (производство AGICO, Чехия) с чувствительностью 2×10^{-6} А/м. Гистерезисные характеристики получены с помощью регулируемого электромагнита с максимальной интенсивностью поля 700 мТл. Прогрев образцов до 500°C проводился в муфельных печах СНОЛ-6/11-В.

У выборочных образцов в лаборатории геодинамики и палеомагнетизма ИНГГ СО РАН (Новосибирск) исследовались зависимости K от температуры (T) на каппабридже MFK1-FA с приставкой CS3 (производство AGICO, Чехия). Выборочные образцы изучались также на коэрцитивном спектрометре J _meter в лаборатории палеомагнетизма и магнетизма горных пород Казанского федерального университета и микроанализаторе ТЕСКАН-ВЕГА II в геофизической лаборатории “Борок” ИФЗ РАН.

Палеомагнитные исследования проводились по стандартной методике [Храмов и др., 1982], заключавшейся в измерениях J_n ориентированных образцов на спин-магнитометре JR-6 после их последовательного размагничивания переменным полем на установке LDA-3 AF и температурой в печи конструкции Апарина. Палеомагнитные исследования выборочных образцов продублированы на криогенном магнитометре (SQUID) 2G-Enterprises в ИФЗ РАН. Данные, полученные по результатам разных видов размагничивания и на различных приборах, обнаружили хорошую сходимость.

В разрезе верхнего турона–сантона Аксу-Дере лабораторной палеомагнитной обработке подвергалось от 1 до 4 образцов с одного уровня, в обн. 3177 разреза Чуку — по 1–2 образца

с уровня. В остальных разрезах/обнажениях намагничивание переменным полем или температурой проводилось для одного образца с каждого уровня.

Для компонентного анализа использовалась программа Remasoft 3.0 [Chadima, Hrouda, 2006]. Анализ данных АМВ проводился с помощью программы Anisoft 5.1.03 (agico.com).

Методики, используемые при проведении лабораторных био- и магнитостратиграфических исследований разрезов Кизил-Чигир, Чуку и верхнетуронской–коньякской части разреза Аксу-Дере, не отличались от методик изучения сантона разрезов Аксу-Дере и Кудрино-2, подробно изложенных в работах [Гужиков и др., 2021a; 2021б].

Для теста складки использовался алгоритм, предложенный автором работы [McFadden, 1990].

Количественный анализ тонкой структуры поля проводился как по всем направлениям, так и по выборкам, из которых предварительно были исключены виртуальные геомагнитные полюса (ВГП), отклоняющиеся от среднего ВГП на угол более 45° . Отбраковка необходима для оценки амплитуды палеовековых вариаций в течение “нормальных” (не экскурсионных, не инверсионных) эпох [Лебедев и др., 2022; McElhinny, McFadden, 1997].

За меру амплитуды палеомагнитных вариаций было принято среднеквадратичное отклонение:

$$S = \left[\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (\Delta_i^2) \right]^{1/2} \quad (i=1, \dots, N), \quad (1)$$

где N – число стратиграфических уровней, на которых выделены **ChRM**; Δ_i – угловое расстояние i -го ВГП, рассчитанное для каждого i -го уровня по среднему **ChRM** на этом уровне, от среднего ВГП [Сох, 1990].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Изученные разрезы (кроме обн. 3176 на горе Чуку) схожи между собой по магнитным свойствам и, в целом, представляют собой благоприятные объекты для палеомагнитных исследований. Характеристические компоненты намагниченности удалось выделить ~ в 95% от общего объема изученной коллекции.

Ранее подробно были изложены результаты петромагнитного, магнито-минералогического и палеомагнитного изучения сантона,

представленного только верхним подъярусом, в разрезах Аксу-Дере и Кудрино-2 [Гужиков и др., 2021б]. Главным носителем намагниченности в этих отложениях является тонкодисперсный псевдооднородный магнетит, предположительно, биогенного происхождения. Магнитная восприимчивость (K) – от 0.1 до $1.7 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, естественная остаточная намагниченность (J_n) варьирует от 0.1 до $0.8 \cdot 10^{-3}$ А/м, (рис. 3). Породы отмечены хорошим палеомагнитным сигналом, в них надежно выделены **ChRM**, характеризующиеся углами максимального отклонения (MAD) от 0.5° до 4° . Намагниченность имеет однокомпонентный или двухкомпонентный состав (последний более характерен для верхов сантонского яруса).

Магнитные свойства турона–коньяка разреза Аксу-Дере и сантона разреза Чуку, которые в данной работе представляются впервые, очень похожи на палео- и петромагнитные характеристики верхнего сантона в разрезах Аксу-Дере и Кудрино-2, но при этом обладают своими особенностями.

В разрезах Кизил-Чигир, Чуку и верхнетуронской–коньякской части разреза Аксу-Дере широко проявлен диамагнитный эффект ($K < 0$), но естественная остаточная намагниченность при этом достаточно высока – от 0.1 до $1.5 \cdot 10^{-3}$ А/м (кроме обн. 3176 в разрезе Чуку, где типичные значения J_n составляют всего 0.005 – $0.05 \cdot 10^{-3}$ А/м) (рис. 3, рис. 4). Результаты магнитного насыщения и разрушения фиксируют магнитомягкую фазу, характерную для тонкодисперсного магнетита: насыщение достигается в полях 60–100 мТл, поле остаточной коэрцитивной силы (B_{cr}) варьирует от 25 до 30 мТл (рис. 5а). Коэрцитивные характеристики образцов располагаются вблизи участка теоретической кривой, соответствующей псевдооднородному магнетиту [Dunlop, 2002] (рис. 5б). Результаты терромагнитного анализа малоинформативны, поскольку при нагреве пик, соответствующий магнетиту, практически незаметен, очевидно, из-за крайне малых величин K , сопоставимых с погрешностью прибора (рис. 5в). На кривых охлаждения по их перегибу в районе $\sim 600^\circ\text{C}$ (рис. 5в) фиксируется новообразованный магнетит, возникший, вероятно, при окислении железа, восстановленного из органического вещества или/и первичного Fe_3O_4 . Результаты исследований анизотропии магнитной восприимчивости малоинформативны (рис. 5г). В туроне–коньяке разрезов Кизил-Чигир, Аксу-Дере и сантоне разреза Чуку доминируют диамагнитные породы. У образцов

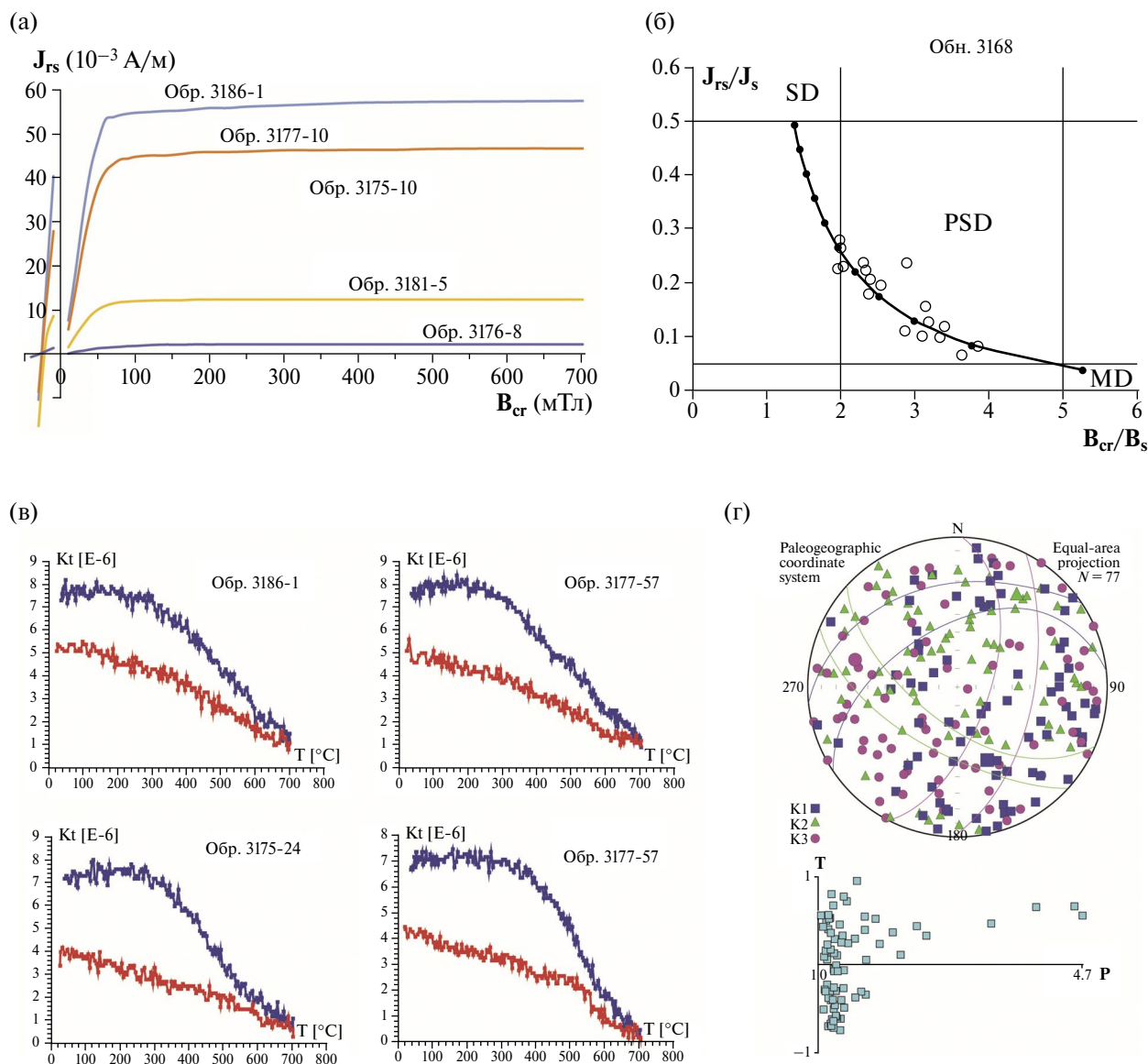


Рис. 5. Результаты магнито-минералогических исследований: (а) — кривые магнитного насыщения и разрушения; (б) — диаграмма Дея (SD, PSD и MD — области однодоменных, псевдооднодоменных и многодоменных частиц соответственно); (в) — кривые термомангнитного анализа (красный и синий цвета — нагрев и охлаждение соответственно); (г) — данные по анизотропии магнитной восприимчивости: стереограмма проекций длинных (K1), средних (K2) и коротких (K3) осей АМВ с овалами доверия в палеогеографической системе координат и диаграммы P – T (P — показатель анизотропии, положительные и отрицательные значения T указывают на уплощенные и удлиненные формы ферромагнитных частиц соответственно); n — число образцов в выборке.

с положительной магнитной восприимчивостью оси магнитных эллипсоидов обнаруживают хаотичное распределение, что в большинстве случаев, вероятно, обусловлено близкими к нулю значениями K , сопоставимы с измерительной погрешностью прибора.

Турон разреза Кизил-Чигир и верхний турон–коньяк разреза Аксу-Дере характеризуются высоким палеомагнитным качеством. В этих отложениях доминируют породы

с однокомпонентной намагниченностью, являющейся **ChRM** с углом максимального отклонения (MAD) порядка первых градусов (рис. 6).

Для обнажений 3177, 3181 и 3175 в разрезе Чуку более типичен двухкомпонентный состав намагниченности. Низкокоэрцитивные или низкотемпературные компоненты имеют, вероятно, вязкую природу (рис. 6). Качество **ChRM**, как правило, хуже, чем в других разрезах ($MAD = 5^\circ$ – 15°), возможно, из-за малых величин J_n , приближающихся

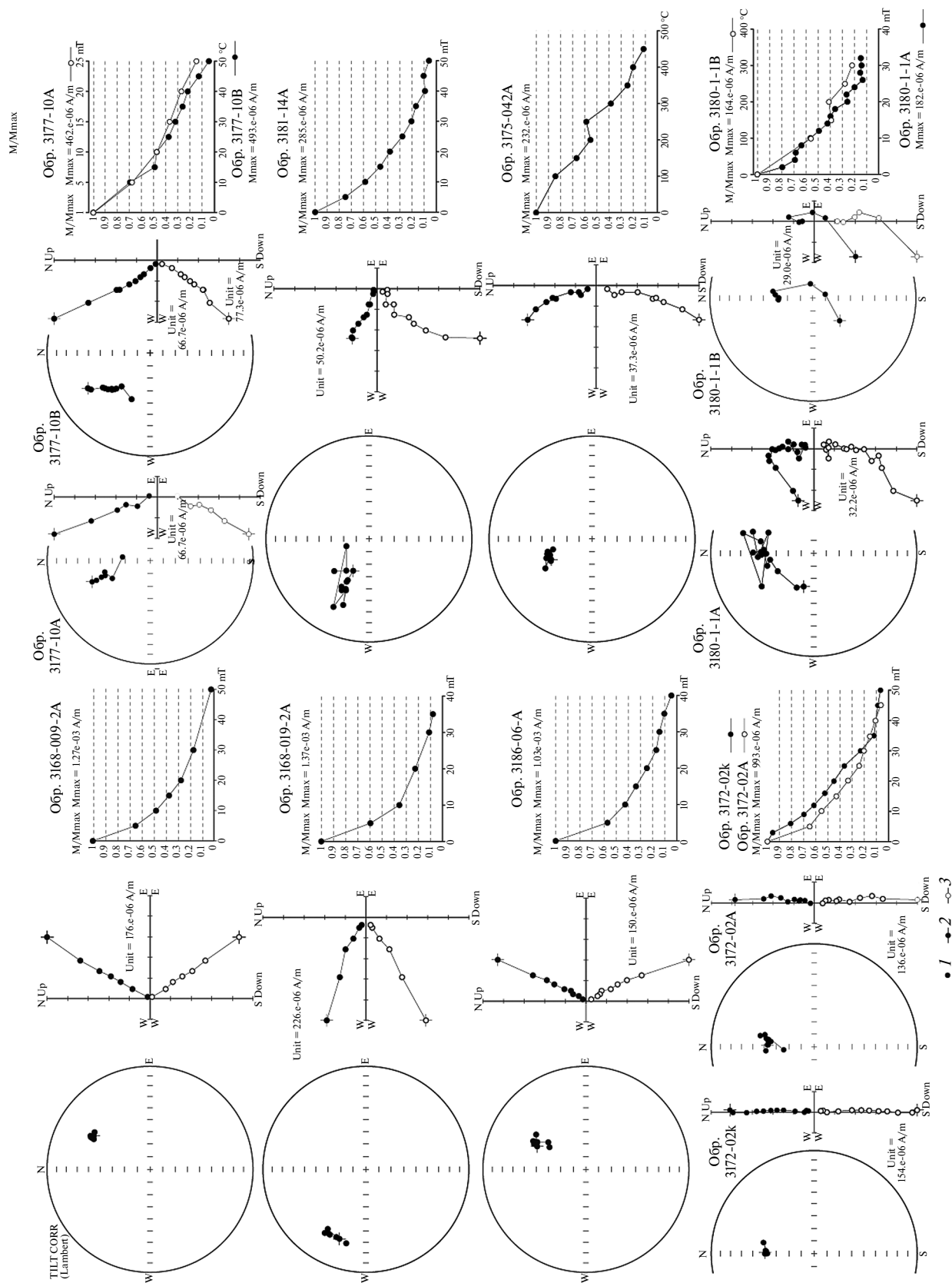


Рис. 6. Типичные результаты компонентного анализа (полярные стереопроекции, диаграммы Зейдверelda, графики размагничивания). Все данные приведены в стратиграфической системе координат. Условные обозначения: проекции J_n на нижнюю полушару 2 и вертикальную 3 плоскости.

к пределу измерительной погрешности аппаратуры (рис. 6).

В обнажении 3176 на горе Чуку **ChRM** (равно как и любые другие компоненты J_n) удалось выделить лишь на единичных уровнях (рис. 3). По своему плохому палеомагнитному качеству эти породы схожи с кампанскими отложениями в разрезах Аксу-Дере и Кудрино-2 [Гужиков и др., 2021б].

Почти все палеомагнитные направления проецируются на нижнюю полусферу и группируются в северном полушарии, то есть соответствуют прямой (нормальной) полярности поля (рис. 3, рис. 4, рис. 7). Разрез Аксу-Дере (верхний турон, коньяк, верхний сантон) и обнажение 3177 разреза Чуку (нижний(?)—верхний сантон) отмечены очень большими разбросами палеомагнитных направлений. Разрезам Кизил-Чигир (нижний — средний турон), Кудрино-2 и обнажениям 3175 и 3181 разреза Чуку (верхи верхнего сантона) свойственны более высокие кучности **ChRM** (табл. 2, рис. 7).

Компоненты, отличающиеся от среднего палеомагнитного направления по разрезу/обнажению более чем на 60° , предварительно интерпретировались как палеомагнитные аномалии и исключались при статистическом анализе **ChRM** (табл. 2, рис. 7). В общей сложности обнаружено 10 подобных аномалий, спорадически рассеянных по разрезам. Окончательные выводы о количестве экскурсов в разрезах, базирующиеся на анализе результатов пересчета направлений в ВГП, приведены ниже в разделе “Обсуждение результатов”. Учитывая, что аномальные направления фиксируются по 1–2 уровням, в то время как для обоснования микрозоны необходимы данные как минимум с 3 уровней подряд, микрозоны аномальной полярности показаны в половину толщины палеомагнитной колонки (рис. 3, рис. 4).

В пределах каждого изученного обнажения, кроме обн. 3180, палеомагнитные кучности в географической и стратиграфической системе координат (k_g и k_s соответственно) статистически не различаются (табл. 2, рис. 7). Тест складки не приводит к определенным результатам. Скорее всего, неработоспособность теста обусловлена двумя главными факторами. Первый из них — это незначительные различия в элементах залегания пластов, из которых взяты палеомагнитные образцы. В обн. 3180, где вариации залеганий слоев значительны, результаты тестирования данных по 12 образцам, взятым с разных крыльев складки подводного оползания

(рис. 2в, рис. 7е), однозначно указывают на послескладчатый возраст **ChRM** на уровне значимости $p = 0.01$. При этом послескладчатый возраст необязательно должен быть связан с перемагничиванием пород. Генезис складки в обн. 3180 допускает формирование J_n по завершению деформации пластичного осадка, но до окончания его литификации. Для верхнемеловых отложений, возраст которых ~ 80 – 90 млн лет, обоснование посториентационной (диагенетической) природы **ChRM** практически тождественно доказательству ее первичности.

Второй фактор — это наличие в одном разрезе (обнажении) слоев как с додеформационной (ориентационной или посториентационной), так и последеформационной (посториентационной) намагниченностью. Теоретически, намагниченность в толщах, подвергшихся на стадии диагенеза оползневым деформациям, может быть стабилизированной векторной суммой до- и последеформационной компонент намагниченности. Этим явлением можно было бы объяснить аномальный разброс **ChRM**, не связывая его с изменениями вектора геомагнитного поля. Очевидно, что при анализе суммарных компонент намагниченности (рис. 8а) работоспособность теста складки снизится вплоть до отсутствия определенного результата. Но в таком случае эффект искажения истинного палеомагнитного направления за счет сложения до- и последеформационной компонент должен возрастать по мере увеличения наклона пластов, а в реальности подобной зависимости не наблюдается (рис. 8б). Значимой взаимосвязи между искажением палеомагнитного вектора и углом наклона пласта не выявляется, независимо от того подвергаются анализу все данные или по каждому разрезу в отдельности. Поэтому гипотетическое суммирование разных компонент J_n , которые невозможно разделить в процессе магнитных чисток, не может быть главной причиной возникновения вариаций **ChRM** в исследуемых отложениях.

Возраст намагниченности относительно неотектонического этапа, обусловивший современный структурный план, устанавливается, благодаря значительной разнице в залеганиях пластов в разных районах ЮЗ Крыма. Наблюдаемые распределения средних **ChRM** по разрезам имеют большой разброс в географической, и высокую концентрацию в стратиграфической системах координат: k_s превышает k_g в 7.9 раза (если исключить из анализа разрез Аксу-Дере (обн. 3168), среднее направление по которому статистически отличается от средних

Таблица 2. Статистические параметры распределений **ChRM** и виртуальных геомагнитных полюсов (ВГП)

Рисунок	Разрезы (обнажения), возраст	n / N		D, град	I, град	k	α ₉₅ , град	F, град	L, град	f _m , град	A ₉₅ , град						
7а	Аксу-Дере (3168, обр. 1–20А), верхний турон – коньяк	74	Geo	347.2	46.4	6.02	7.4										
			Tilt	347.6	35.6	5.56	7.7	63.0	240.4	19.7	8.7						
7б	Аксу-Дере (3168, обр. 21–40), верхний сантон	60	Geo	355.5	44.5	10.71	5.9										
			Tilt	351.9	35.4	11.18	5.7	63.9	231.5	19.5	7.1						
	Аксу-Дере (3168), верхний турон – коньяк, верхний сантон	134	Geo	351.1	45.6	7.47	4.8										
			Tilt	349.7	35.5	7.20	4.9	63.5	236.3	19.6	8.1						
7в	Кизил-Чигир (3172, 3186), нижний–сред- ний (–верхний?) турон	26	Geo	29.5	63.0	52.19	4.0										
			Tilt	11.4	52.9	52.21	4.0	75.8	187.9	33.5	5.1						
7г	Кудрино-2 (3184), верхи верхнего сантона	26	Geo	19.6	58.9	32.57	5.0										
			Tilt	2.6	53.4	33.2	5.0	79.1	202.4	33.9	5.8						
7д	Чуку (3177, обр. 1–47), (нижний?)–верх- ний сантон	69	Geo	102.1	50.0	12.14	4.9										
			Tilt	1.1	48.7	10.79	5.4	74.9	210.3	29.7	7.4						
7е	Чуку (3177, обр. 48–78), верхний сантон	53	Geo	42.6	56.4	7.48	7.7										
			Tilt	3.1	46.1	7.11	7.9	72.6	204.9	27.5	8.1						
7ж	Чуку (3181), верхний сантон	35	Geo	14.7	23.0	19.73	5.6										
			Tilt	7.7	54.1	23.72	5.1	78.3	181.0	34.6	6.5						
7з	Чуку (3175), верхний сантон	39	Geo	16.2	57.8	35.47	3.9										
			Tilt	358.5	57.8	30.60	4.2	83.6	224.6	38.4	6.3						
7и	Чуку (3180), верхний сантон	12	Geo	14.5	54.7	11.50	13.4										
			Tilt	354.3	43.1	5.39	20.6										
9а, б	Средние ChRM	7	Geo	27.1	55.4	10.6	19.4										
			Tilt	1.9	49.6	83.7	6.6	75.7	207.4	30.4	4.3						
	Из анализа исключен разрез Аксу-Дере	6	Geo	34.7	55.8	10.9	21.3										
			Tilt	4.6	51.7	218.6	4.5	77.1	196.3	32.4	3.6						
			ВГП для стабильной Европы [Besse, Courtillot, 2022]	80 ± 10 млн лет								81.4	206.1		5.9		
				90 ± 10 млн лет								82.2	202.1		5.2		
				80 ± 5 млн лет								81.0	232.5		6.9		
				85 ± 5 млн лет								81.1	230.5		10.3		
				90 ± 5 млн лет								80.8	185.8		3.5		
						95 ± 5 млн лет								81.8	183.4		6.4

Примечания: n – число образцов; N – число сайтов (разрезов или/и обнажений); **ChRM**: D, I – среднее палеомагнитное склонение и наклонение соответственно; k – кучность; α_{95} – радиус круга доверия вектора; ВГП: F – широта, L – долгота, f_m – палеомагнитная широта, A_{95} – радиус круга доверия. Geo и Tilt – геогра-
фическая и стратиграфическая системы координат соответственно.

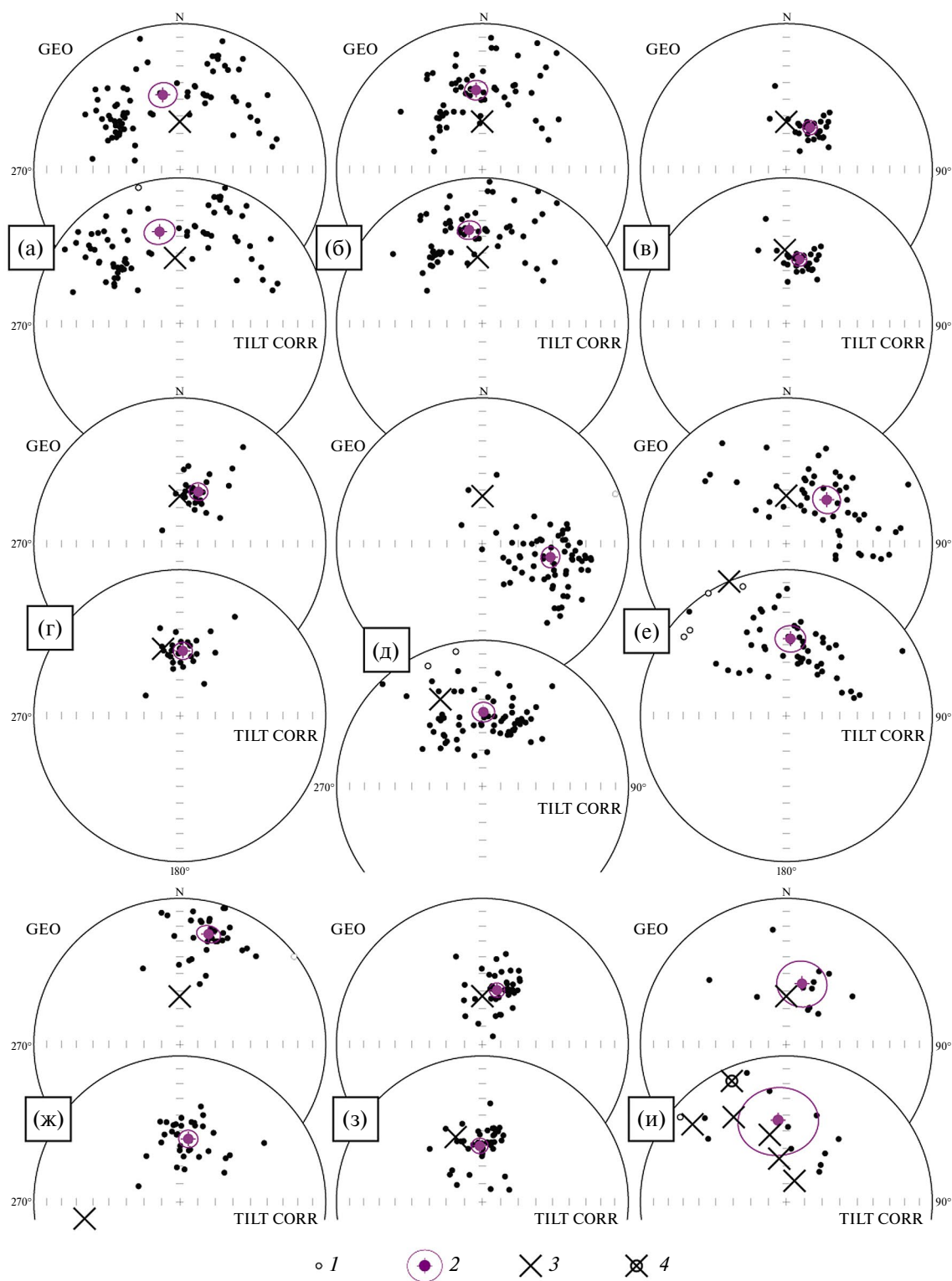


Рис. 7. Полярные стереопроекции **ChRM** по разрезам/обнажениям в географической (сверху) и стратиграфической (снизу) системах координат: разрез Аксу-Дере (обн. 3168): верхний турон–коньяк (а) и верхний сантон (б); разрез Кизил-Чигир (обн. 3186, 3172), нижний–средний турон (в); Кудрино-2 (обн. 3184), верхи верхнего сантона (г); разрез Чуку: обн. 3177 (обр. 1–47) (нижний?)–верхний сантон (д); обн. 3177 (обр. 48–78), верхний сантон (е); обн. 3181 (ж); обн. 3175 (з); обн. 3180 (и). Условные обозначения: 1 – проекции **ChRM** на верхнюю полушферу; 2 – проекции средних палеомагнитных направлений с кругами доверия (α_{95}); 3 и 4 – проекции направления перемagnetизации современным полем на нижнюю и верхнюю полушферы соответственно. Остальные условные обозначения см. на рис. 6.

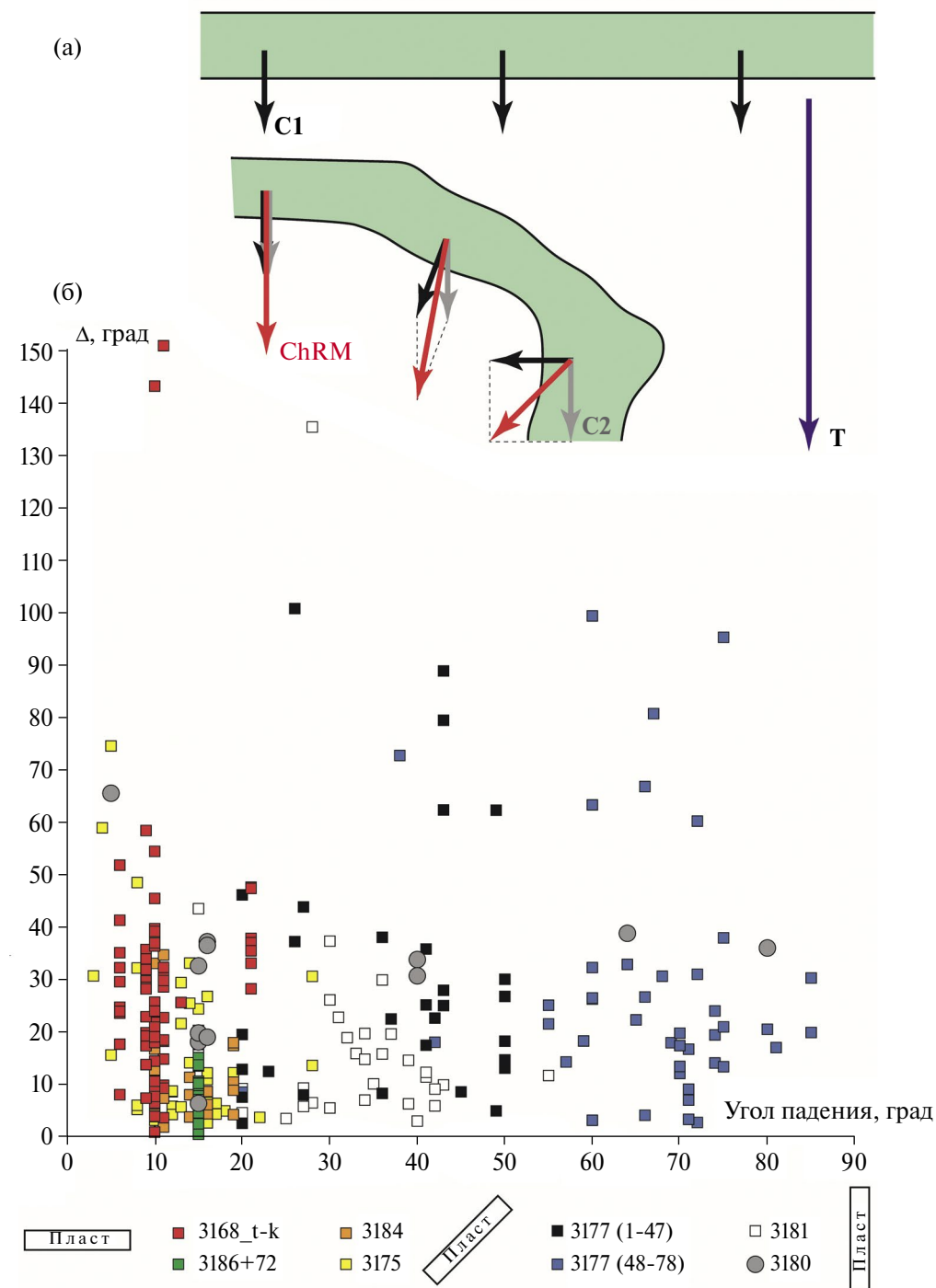


Рис. 8. Схема, иллюстрирующая гипотетическую зависимость разброса палеомагнитных векторов от интенсивности деформации слоев в складке подводного оползания при условии, что **ChRM** является стабилизированной векторной суммой до- ($C1$) и последеформационной ($C2$) компонент намагненности, а вектор геомагнитного поля (T) неизменен (а) и диаграмма, иллюстрирующая эмпирическую связь между углом Δ , образуемым **ChRM** на каждом уровне со средним **ChRM** по разрезу/обнажению, и углом наклона пласта.

палеомагнитных векторов по другим разрезам, то $k_s/k_g = 20.1$) (рис. 9, табл. 2). Отношения кучностей при проверке по F-критерию значимы при $p = 0.01$, что уже доказывает доскладчатый

возраст намагненности [Шипунов, 1995]. Результаты теста складки подтверждают доскладчатый возраст **ChRM** на уровне значимости $p = 0.01$ при проверке данных как по всем

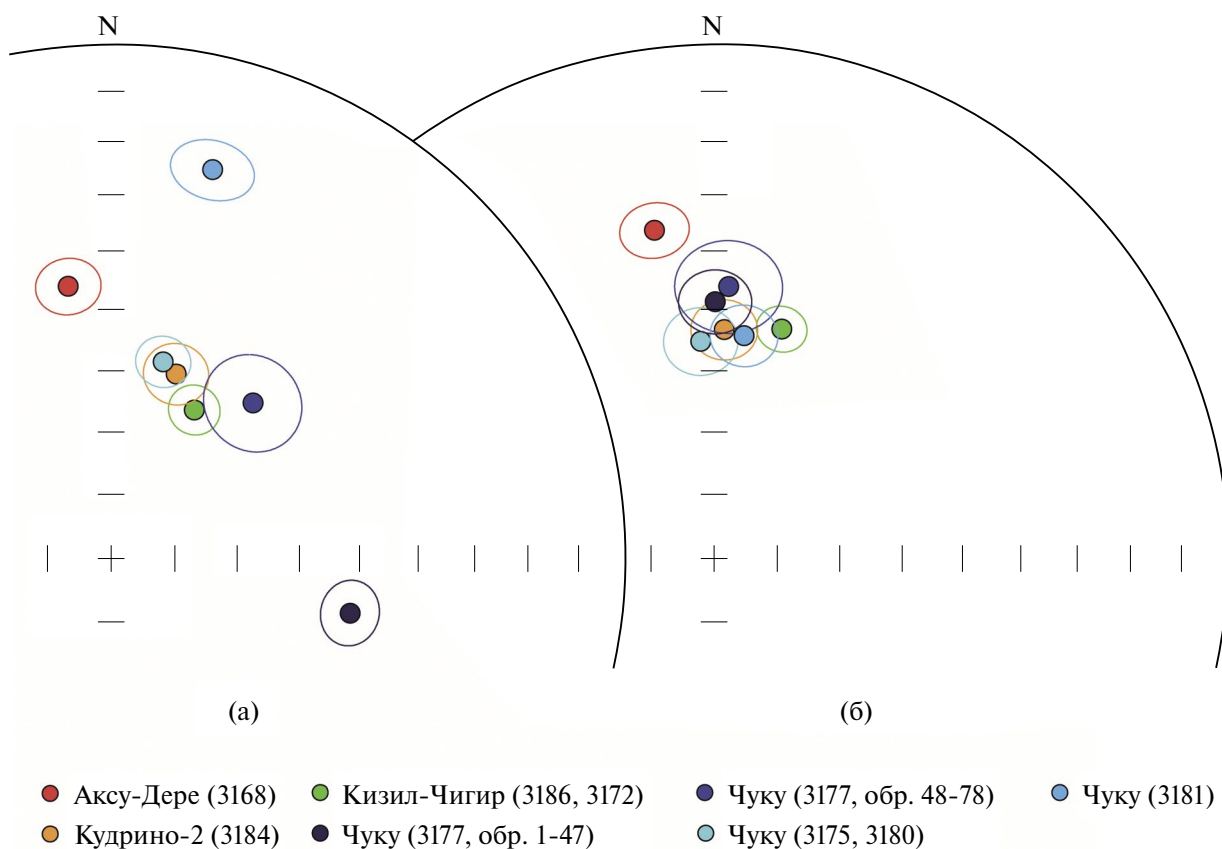


Рис. 9. Полярные стереопроекции со средними **ChRM** по сайтам (разрезам или/и обнажениям) в географической (а) и стратиграфической (б) системах координат.

разрезам, так и после исключения из рассмотрения разреза Аксу-Дере (средние элементы залеганий пластов для каждого разреза/обнажения рассчитывались из средних **ChRM** в географической и стратиграфической системе координат). Таким образом, результаты теста складки исключают предположение о перемагничивании пород на неотектоническом этапе и не противоречат гипотезе о посториентационной (диагенетической) природе намагниченности.

По разрезам Кизил-Чигир (турон), Кудрино-2 и обн. 3175, 3181 разреза Чуку (верхи верхнего сантона), в которых палеомагнитные кучности достаточно высоки (>30), рассчитаны средние виртуальные геомагнитные полюса (ВГП), которые статистически неотличимы от ВГП для стабильной Европы с возрастом 80–95 млн лет, примерно соответствующих турону–сантону [Gradstein et al., 2020] (табл. 2). Это является дополнительным подтверждением древней природы намагниченности.

Полученные данные удовлетворяют, как минимум, 7 критериям из 8, принятым для оценки

надежности магнитостратиграфических материалов в Стратиграфическом кодексе России [Храмов, Шкатова, 2000], и 6 из 7 критериев для оценки качества палеомагнитных данных, предложенных автором работы [Van der Voo, 1990]. Это позволяет использовать полученные результаты в стратиграфических корреляциях и геодинамических реконструкциях. Изменения **ChRM** в данном случае не претендуют на точную запись тонкой структуры поля в разрезах, ввиду неопределенности времени образования постседиментационной намагниченности [Печерский, 2010], но однозначно указывают на сам факт наличия высокоамплитудных палеогеомагнитных вариаций в исследуемом стратиграфическом диапазоне.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

На основании имеющихся биостратиграфических данных графики вариаций отклонения ВГП, рассчитанного на каждом стратиграфическом уровне, от среднего ВГП по разрезу/обнажению привязаны к шкале геологического

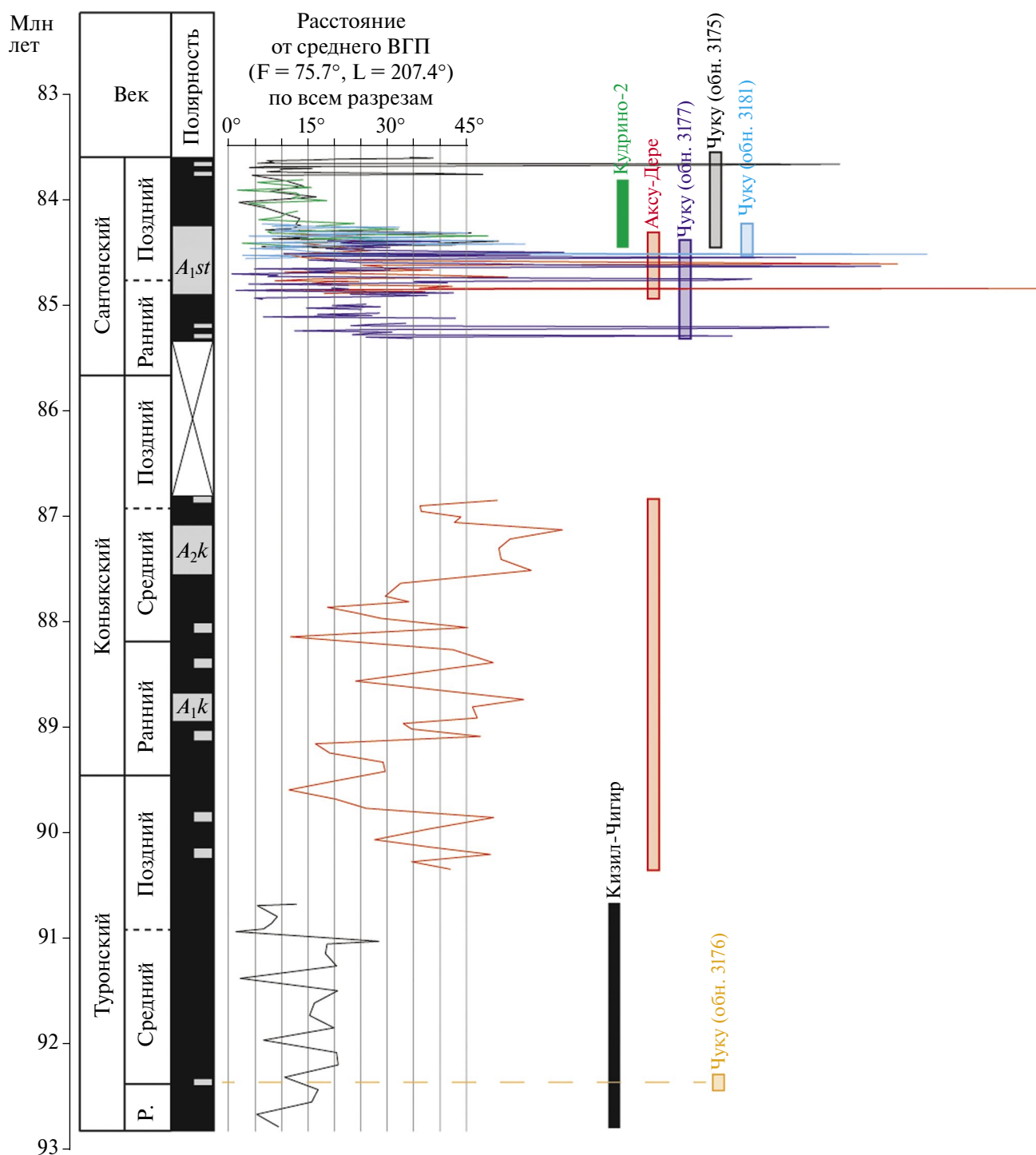


Рис. 10. Схематичный сводный магнитохронологический разрез турона–сантона ЮЗ Крыма. Условные обозначения см. на рис. 3. Для обн. 3176 показана только туронская часть.

времени [Gradstein et al., 2020] (рис. 10). Следуя определению палеомагнитного экскурса как отклонению полюса от своего среднего положения на 45° и более [Jacobs, 2007], на сводную палеомагнитную колонку к 10 аномалиям, выделенным при анализе **ChRM**,

следует добавить еще 18. В туронском ярусе зарегистрирован единственный экскурс. К коньякскому ярусу приурочены 8 экскурсов, причем двум из них, обоснованным образцами с 3 и 5 уровней подряд соответственно, отвечают полноценные магнитостратиграфические

подразделения – микрозоны аномальной полярности A_1k и A_2k . 15 из 19 уровней в сантонском ярусе, на которых выявлены экскурсы, объединяются в одну большую микрозону аномальной полярности A_1st . Все коньякские экскурсы характеризуются отклонениями от 45° до 63° , а большинство сантонских экскурсов – отклонениями от 90° до 150° (рис. 10).

Для приблизительной оценки амплитуды палеогеомагнитных вариаций выбран самый простой, но эффективный параметр – среднеквадратичное отклонение S (формула (1)) с использованием фиксированного угла отсечения 45° [McElhinny, McFadden, 1997].

Амплитуда отклонений минимальна в раннем–среднем туроне, достигает максимума в позднем туроне–коньяке, несколько снижается в раннем(?)–позднем сантоне и уменьшается до минимума к самому концу сантонского века (табл. 3). В пограничных слоях сантона–кампа (верхи обн. 3175 в разрезе Чуку) фиксируется возрастание амплитуды палеогеомагнитных вариаций, возможно, связанное с началом инверсионного перехода 34n–33г. Результаты анализа БФ допускают, что в опорном разрезе Кудрино-2, где задокументирована подошва хрона 33г [Гужиков и др., 2021б], возрастные аналоги верхов обн. 3175 могут быть редуцированы.

Полученные значения S_{45} в раннем–среднем туроне и конце сантона (от 11.5° до 15.6°) хорошо согласуются с моделями широтной зависимости палеогеомагнитных вариаций для Мелового суперхрона нормальной полярности [Лебедев и др., 2022], а в позднем туроне, коньяке и сантоне они достигают 31.1° , примерно в два раза превышая предсказываемые моделями значения ($\sim 12^\circ$ – 16°).

Максимальная амплитуда вариаций характерна для позднего турона–коньяка, но количество и амплитуда экскурсов закономерно возрастают от турона к сантону (рис. 10). Поэтому в данном случае амплитуда S , рассчитанная по всем полюсам без исключения (табл. 3), является полезным параметром, количественно отражающим изменения в степени “аномальности” режима геомагнитного поля.

Более наглядно те же закономерности в характере палеогеомагнитных вариаций и экскурсов на протяжении турона–сантона отражаются на траекториях ВГП, построенных для различных временных срезов (рис. 11). Пути перемещения одновозрастных ВГП, базирующихся на данных по удаленным разрезам (расстояние между разрезом Чуку и разрезами Аксу-Дере, Кудрино-2

Таблица 3. Оценки амплитуды палеогеомагнитных вариаций

Рис.	Разрез (обнажение)	N/n	S , град	S_{45} , град	S , град	S_{45} , град	S , град	S_{45} , град
11a	Кизил-Чигир (3186, 3172)	23 / 23	15.6 [12.1; 22.1]	15.6 [12.1; 22.1]				
11б	Аксу-Дере (3168, обр. 1–20А)	39 / 26	39.4 [32.2; 50.8]	31.1 [24.4; 42.9]			42.1 [37.7; 47.6]	25.9 [23.0; 29.7]
11в	Аксу-Дере (3168, обр. 21–40)	32 / 28	45.1 [36.2; 60.0]	25.9 [20.5; 35.3]			43.0 [37.9; 49.8]	
11в	Чуку (3177)	73 / 63	42.7 [36.7; 51.0]	26.0 [22.1; 31.5]				
11г	Чуку (3175, обр. 1–9)	9 / 7	33.7 [22.8; 64.6]	26.9 [17.3; 59.2]				
11г	Кудрино-2 (3184, обр. 1В–10)	13 / 12	22.2 [15.9; 36.6]	17.9 [12.7; 30.4]			30.0 [25.2; 37.0]	18.3 [15.2; 23.0]
11г	Чуку (3181)	32 / 28	32.5 [26.1; 43.2]	16.8 [13.3; 22.9]			16.7 [13.7; 21.4]	
11д	Кудрино-2 (3184, обр. 11–24)	13 / 13	12.2 [8.7; 20.1]	12.2 [8.7; 20.1]				
11д	Чуку (3175, обр. 10–24)	14 / 14	11.5 [8.3; 18.5]	11.5 [8.3; 18.5]			11.6 [9.1; 15.9]	
11е	Чуку (3175, обр. 25–45)	18 / 16	42.7 [32.0; 64.0]	20.8 [15.4; 32.2]				

Примечания: N – количество ВГП, использованных для оценки амплитуды вариаций (S) без отбраковки (совпадает с числом уровней, по которым получены палеомагнитные определения, включая экскурсы); n – количество ВГП для оценки амплитуды вариаций при использовании угла отсечения 45° (S_{45}). В квадратных скобках указаны нижние и верхние границы 95%-го доверительных интервалов для оценок S .

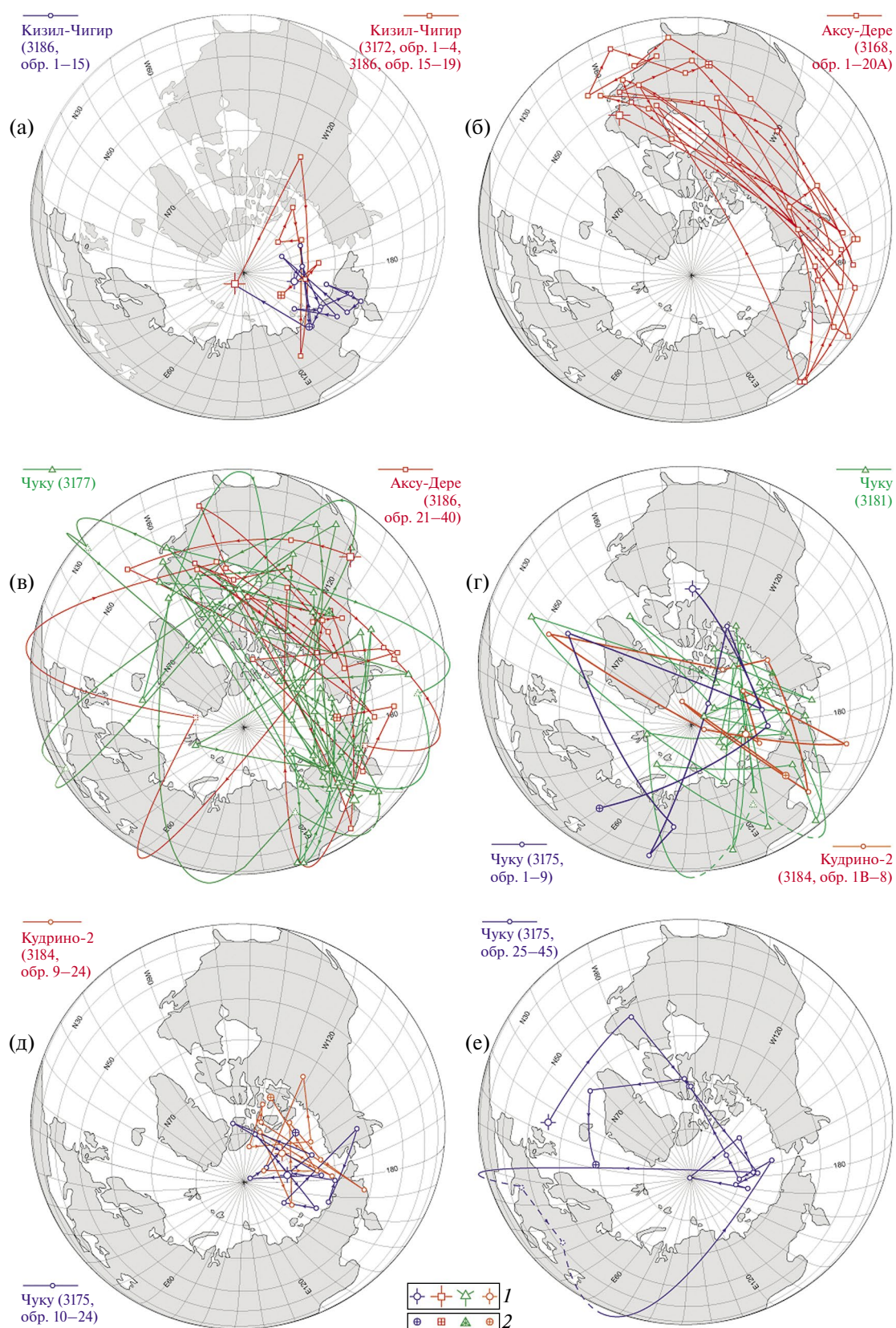


Рис. 11. Траектории ВГП для различных возрастных срезов: (а) – ранний–средний турон; (б) – поздний турон–коньяк; (в) – ранний(?)–поздний сanton; (г) – поздний сanton; (д) – конец позднего сanton; (е) – пограничный интервал сanton–кампана. Условные обозначения: исходные (1) и конечные (2) точки траекторий ВГП.

~ 10 км), похожи как по амплитуде вариаций (величины дисперсий статистически неразличимы), так и по положению на земной поверхности (рис. 11в, 11г, 11д).

Сходство траекторий одновозрастных ВГП, вплоть до деталей, в удаленных разрезах и закономерный характер изменений S по сводному разрезу являются главными аргументами в пользу того, что в изученной последовательности пород зарегистрированы особенности тонкой структуры туронского—сантонского геомагнитного поля.

Само по себе обнаружение записи вековых вариаций с аномально большой амплитудой в осадочных толщах не является редкостью. Подобное поведение поля свойственно эпохам геомагнитных инверсий или экскурсов. При отсутствии надежных биостратиграфических данных в подобной ситуации, скорее всего, был бы сделан вывод о кратковременности формирования исследуемых отложений, потому что по современным представлениям продолжительность переходных эпох не превышает 20 тыс. лет [Valet, Herrero-Bervera, 2007]. Однако в данном случае изучению были подвергнуты опорные разрезы с надежным палеонтологическим обеспечением, не позволяющим сомневаться в стратиграфической полноте верхнетуронских, коньякских и ниже(?)—верхнесантонских отложений, формировавшихся на протяжении ~6 млн лет [Gradstein et al., 2020]. Поэтому полученные данные указывают на аномальный режим геомагнитного поля, свойственный эпохам геомагнитных инверсий или экскурсов, но существующий на протяжении нескольких миллионов лет.

Материалы по ЮЗ Крыму хорошо согласуются с независимыми данными о сложной палеомагнитной зональности туронского, коньякского и сантонского ярусов Туаркыра [Гужиков и др., 2003], Нижнего—Среднего Поволжья [Гужикова и др., 2020; 2021; Guzhikova et al., 2019], Западной Сибири [Гнибиденко и др., 2014], Южной Англии [Montgomery et al., 1998] и других регионов [Еремин и др., 1995; Фомин, Еремин, 1993]. Общей особенностью палеомагнитных колонок турона—сантона в удаленных разрезах является наличие многочисленных магнитозон аномальной и/или обратной полярности на фоне доминирования прямой полярности в туроне—коньяке и преобладания обратной (аномальной) полярности в сантоне. Различия в деталях палеомагнитной структуры разрезов одновозрастных отложений в удаленных регионах выглядят естественными, если предположить,

что в туроне—сантоне часто нарушался дипольный характер геомагнитного поля.

Некоторые исследователи, например, автор работы [Gale et al., 2023], подвергают сомнению надежность магнитостратиграфических данных, свидетельствующих о сложной палеомагнитной зональности турона—сантона. Однако обоснованной критике может быть подвержена надежность магнитостратиграфических материалов по любому конкретному разрезу. Поэтому решающим аргументом в установлении истинного характера геомагнитного поля остается так называемый критерий внешней сходимости, заключающийся в прослеживании идентичной палеомагнитной структуры в одновозрастных отложениях разных регионов.

Среди известных нам данных по древним осадочным породам самый длительный интервал аномального состояния геомагнитного поля (~110 тыс. лет по оценке циклостратиграфическим методом) зарегистрирован в пограничном интервале перми—триаса Русской плиты [Фетисова и др., 2022]. Записи тонкой структуры поля в магматических породах ограничены временем их формирования, весьма коротким по геологическим меркам. Однако наряду с отсутствием достоверной информации об аномальном состоянии поля на протяжении длительного времени (порядка миллионов лет), следует отметить и малочисленность надежных палеомагнитных данных, свидетельствующих об устойчивом режиме нормальной полярности в туронском, коньякском и сантонском веках. Представления о монополярной структуре Мелового суперхрона базируются, главным образом, на результатах калибровки последовательности линейных магнитных аномалий (ЛМА) с магнитостратиграфическими данными по верхнему мелу Северного Средиземноморья (преимущественно Италии). Между тем, ни ЛМА, выделение которых в древней (мезозойской) океанской коре проблематично, ни разрезы верхнего мела Италии, постулируемое положение об исключительной стратиграфической полноте которых является дискуссионным, не могут быть признаны главным источниками сведений для построения шкалы геомагнитной полярности [Гужиков и др., 2007; Guzhikova et al., 2019]. Поэтому данные по турону—сантону Крыма, не уступающие по качеству палеомагнитного материала своим возрастным аналогам в Италии, являются веским основанием для пересмотра традиционной точки зрения на режим геомагнитного поля в конце Мелового суперхрона.

Гипотеза об аномальном режиме туронско-сантонского поля находит косвенное подтверждение в результатах определений палеонапряженности по эффузивам Закавказья, согласно которым интенсивность коньякско-сантонского геомагнитного поля уменьшалась в 5–10 раз, по сравнению с ее современной величиной [Солодовников, 2001]. Хотя, судя по имеющимся сводкам [Куражковский и др., 2022], в каждом веке имели место и низкие, и высокие значения палеонапряженности. С этой точки зрения туронский, коньякский и сантонский века (~95–85 млн лет) принципиально не отличаются от других временных интервалов в последние 170 млн лет.

Выявленные особенности тонкой структуры поля, скорее всего, осредняются за период длительностью порядка сотен тысяч–миллиона лет. На это недвусмысленно указывают статистически неотличимые координаты сантонских средних палеомагнитных полюсов как по обн. 3177-А, 3177-Б на горе Чуку, в которых зафиксированы наиболее интенсивные палео-вековые вариации, так и по обн. 3175, 3181 на горе Чуку и разрезу Кудрино-2, где амплитуда вариаций значительно меньше (табл. 2). О времени формирования отложений в разрезе Чуку можно судить по средней продолжительности зон по бентосным фораминиферам, полученной путем деления длительности века на количество зон по БФ в ярусе (порядок сотен тысяч лет). В положениях средних ВГП по верхнему турону–коньяку и верхнему сантону разреза Аксу-Дере также не наблюдается статистически значимых отличий. Время, необходимое для формирования отложений верхнего турона–коньяка (~3–4 млн лет) и верхнего сантона (~1–2 млн лет) в разрезе Аксу-Дере, оценено благодаря зональным разбивкам не только по бентосным, но и по планктонным фораминиферам, и по наннопланктону [Гужиков и др., 2021а; 2021б; Гужикова и др., 2020; Копаевич, Валашик, 1993; Щербинина, Гаврилов, 2016]. Зоны по ПФ и наннопланктону увязаны (с долей условности) с абсолютным возрастом в Шкале геологического времени [Gradstein et al., 2020].

Средний полюс по изученным разрезам, за исключением Аксу-Дере, статистически совпадает с туронскими–сантонскими полюсами для стабильной Европы [Besse, Courtillot, 2002] (табл. 2), подтверждая тем самым точку зрения о присоединении Горного Крыма к южной окраине Евразии примерно в середине мелового периода [Печерский, Сафонов, 1993].

Для того чтобы средний полюс по разрезу Аксу-Дере совпал со средним полюсом по остальным разрезам при переводе среднего палеомагнитного вектора по Аксу-Дере из географической в стратиграфическую систему координат следует ввести поправку на пласт с азимутом падения 115° и углом падения 13° . В принципе, эти элементы залегания могут соответствовать плоскости незафиксированного локального разлома, по которому блок пород испытал смещение, сопровождавшееся пологим наклоном и разворотом к востоку. Обсуждение правомерности такого предположения требует привлечения разносторонней геологической информации и, в любом случае, выходит за рамки настоящей статьи. Но выдвинутая гипотеза иллюстрирует практический потенциал палеомагнитных данных для уточнения строения и геодинамики ЮЗ Крыма.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По опорным разрезам туронского, коньякского и сантонского ярусов ЮЗ Крыма получены палеомагнитные данные хорошего качества, регистрирующие запись палео-вековых вариаций аномально большой амплитуды и многочисленные геомагнитные экскурсы. Подобное аномальное состояние геомагнитного поля, характерное для переходных эпох, доминировало на протяжении ~6 млн лет (поздний турон–сантон). Стратиграфическая полнота разрезов контролируется биостратиграфическими данными, которые исключают версию о кратковременности записи тонкой структуры поля.

Палеомагнитные данные по турону–сантону ЮЗ Крыма принципиально согласуются с материалами по разновозрастным отложениям Южной Англии [Montgomery et al., 1998], Поволжья [Гужикова, 2020; 2021; Guzhikova et al., 2019], Тургая [Гужиков и др., 2003], Западной Сибири [Гнибиденко и др., 2014] и других регионов, фиксирующими сложную (знакопеременную или аномальную) палеомагнитную зональность туронского, коньякского и сантонского ярусов. В совокупности эта информация предполагает возможность пересмотра существующих представлений о нормальном режиме геомагнитного поля в конце Мелового суперхрона, с учетом того, что альтернативные материалы, свидетельствующие о простой монополярной структуре турона–сантона, немногочисленны и не-безупречны.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны А.Г. Маникину, В.А. Грищенко (СГУ), Е.В. Наумову и Д.С. Болотовой (МГУ) за участие в полевом изучении разрезов; А.О. Сафоновой, Д.А. Агibalову и Р.А. Туякову (СГУ) за помощь в лабораторных исследованиях; Н.Э. Михальцову (ИНГГ СО РАН, Новосибирск) за проведение термомагнитного анализа; В.Э. Павлову, Р.В. Веселовскому, Г.П. Маркову и другим сотрудникам лаборатории Главного геомагнитного поля и петромагнетизма ИФЗ РАН за предоставление возможности измерений на криогенном магнитометре; Д.К. Нургалиеву, Д.М. Кузиной (КФУ) и А.М. Суринскому (СГУ) за содействие в работе на коэрцитометре.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-17-00091, <https://rscf.ru/project/22-17-00091/>.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев А.С. Верхний мел — Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Стратиграфия мезозоя / Мазарович О.А., Милеев В.С. (ред.). М.: изд-во Моск. ун-та. 1989. С. 123—157.
- Аркадьев В.В., Богданова Т.Н. (ред.). Атлас меловой фауны Юго-Западного Крыма. СПб: Пангея. 1997. 357 с.
- Барабашкин Е.Ю., Аркадьев В.В., Копачев Л.Ф. Опорные разрезы меловой системы Горного Крыма. Путеводитель полевых экскурсий Восьмого Всероссийского совещания 26 сентября—3 октября 2016 г / Е.Ю. Барабашкин (ред.). Симферополь: издательский Дом ЧерноморПресс. 2016. 90 с.
- Барабашкин Е.Ю., Гужиков А.Ю., Александрова Г.Н., Фомин В.А., Покровский Б.Г., Грищенко В.А., Маникин А.Г., Наумов Е.В. Новые седиментологические, магнитостратиграфические и биостратиграфические данные по разрезу кампана—маастрихта горы Бешкош, Юго-Западный Крым // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2020. Т. 28. № 6. С. 125—170. DOI: 10.31857/S0869592X20060046
- Беньямовский В.Н. Схема инфразонального расчленения верхнего мела Восточно-Европейской провинции по бентосным фораминиферам. Статья 1. Сенман—коньяк // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 3. С. 36—46.
- Брагина Л.Г., Брагин Н.Ю. Радиолярии в отложениях верхнего мела (турона—коньяка) бассейна р. Бельбек (Юго-Западный Крым). — Палеонтологічні дослідження в Україні: історія, сучасний стан та перспективи: Зб. наук. праць ІГН НАН України / П.Ф. Гожик, відпов. ред. Киев: Нора-прінт. 2007. С. 187—191.
- Гнибиденко З.Н., Лебедева Н.К., Шурыгин Б.Н. Региональный магнитостратиграфический разрез верхне-меловых отложений юга Западной Сибири (Омская впадина) // Докл. РАН. 2014. Т. 458. № 1. С. 83—87.
- Гужиков А.Ю., Барабашкин Е.Ю., Александрова Г.Н., Рябов И.П., Устинова М.А., Копачев Л.Ф., Миранцев Г.В., Кузнецов А.Б., Фокин П.А., Косоруков В.Л. Био-, хемо- и магнитостратиграфия пограничного интервала сантона—кампана разрезов Кудрино и Аксу-Дере (Юго-Западный Крым): проблемы глобальной корреляции и выбора лимитотипа нижней границы кампанского яруса. Статья 1. Геологическое описание, седиментология, биостратиграфия // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2021. Т. 29. № 4. С. 71—117.
- Гужиков А.Ю., Барабашкин Е.Ю., Александрова Г.Н., Рябов И.П., Устинова М.А., Копачев Л.Ф., Миранцев Г.В., Кузнецов А.Б., Фокин П.А., Косоруков В.Л. Био- и магнитостратиграфия пограничного интервала сантона—кампана разрезов Кудрино и Аксу-Дере (Юго-Западный Крым): проблемы глобальной корреляции и выбора лимитотипа нижней границы кампанского яруса. Статья 2. Магнито- и хеомстратиграфия, обсуждение данных // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2021. Т. 29. № 5. С. 27—58.
- Гужиков А.Ю., Барабашкин Е.Ю., Фомин В.А. Магнитостратиграфическая шкала меловой системы: современное состояние, проблемы построения и перспективы развития. Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Сб. науч. Трудов / Е.М. Первушов (ред.). Саратов: изд-во Саратовского университета. 2007. С. 69—86.
- Гужиков А.Ю., Молоствовский Э.А., Назаров Х., Фомин В.А., Барабашкин Е.Ю., Копачев Л.Ф. Магнитостратиграфические данные по верхнему мелу Туаркыра (Туркменистан) и их значение для общей палеомагнитной шкалы // Физика Земли. 2003. № 9. С. 31—44.
- Гужиков А.Ю., Федулеев Д.В. Палеомагнетизм коньякских—сантонских отложений ЮЗ Крыма. Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. Материалы XXV юбилейной Всероссийской школы-семинара по проблемам палеомагнетизма и магнетизма горных пород (с международным участием) Москва—Борок, 25—29 сентября 2019 г. РАН Институт физики Земли, Геофизическая обсерватория “Борок” / В.П. Щербаков (ред.). Москва, Ярославль: Филигрань. 2019. С. 103—108.
- Гужикова А.А. Первые магнитостратиграфические данные по маастрихту Горного Крыма (Бахчисарайский район) // Изв. Саратов. ун-та. Нов. сер. Сер. Науки о Земле. 2018. Т. 18. Вып. 1. С. 41—49. DOI: 10.18500/1819-7663-2018-18-1-41-49
- Гужикова А.А., Гужиков А.Ю., Рябов И.П. Палеомагнитные данные по верхнему мелу Горного Крыма: аргументы в пользу существования длительной эпохи аномального режима геомагнитного поля в туроне—сантоне. Геологические науки — 2021: Материалы Всерос. научно-практ. конф. (Саратов, 2—3 декабря 2021 г.). Саратов: изд-во “Техно-Декор”. 2021. С. 66—69.

- Гужикова А.А., Грищенко В.А., Фомин В.А., Барабошкин Е.Ю., Шелепов Д.А. Магнитостратиграфия турона-сантона Самарского Правобережья // Изв. Саратовского университета. Новая серия. Сер.: Науки о Земле. 2021. Т. 21. Вып. 4. С. 248–263. <https://doi.org/10.18500/1819-7663-2021-21-4-248-263>
- Гужикова А.А., Первушов Е.М., Рябов И.П., Фомин В.А. Магнитозона обратной полярности в туроне-коньяке северного окончания Доно-Медведицких дислокаций // Изв. Сарат. ун-та. Новая серия. Сер. Науки о Земле. 2020. Т. 20. Вып. 4. С. 262–277. DOI: <https://doi.org/10.18500/1819-7663-2020-20-4-262-277>
- Гужикова А.А., Рябов И.П., Копяевич Л.Ф. Новые палеомагнитные и микрофаунистические данные по турону-сантону разреза “Аксу-Дере” (ЮЗ Крым). Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Материалы Десятого Всероссийского совещания, г. Магадан. 20–25 сент. 2020 г. / Е.Ю. Барабошкин, А.Ю. Гужиков (ред.). Магадан: ОАО “МАОБТИ”. 2020. С. 81–84.
- Еремин В.Н., Назаров Х., Рамазанов С.А., Фомин В.А. Магнитостратиграфия опорного разреза верхнего мела Западного Копетдага (Канавчай) // Изв. АН Туркменистана. 1995. № 4. С. 163–169.
- Кликушин В.Г. Туронские, коньякские и сантонские отложения долины р. Бельбека в Крыму // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1985. Т. 60. Вып. 2. С. 69–81.
- Копяевич Л.Ф., Валащик И. (1993) Расчленение турон-коньякских отложений разреза Аксудере по иноцератам и фораминиферам // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. № 5. С. 70–82.
- Куражковский А.Ю., Куражковская Н.А., Клайн Б.И. Спектр квазипериодических изменений геомагнитного поля в фанерозое // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 11. С. 1520–1529.
- Лебедев И.Е., Бобровникова Е.М., Тихомиров П.Л., Эйб Б., Люилье Ф., Павлов В.Э. Амплитуда вековых геомагнитных вариаций в позднем мелу по результатам палеомагнитных исследований вулканитов Охотско-Чукотского пояса верхнего течения реки Малый Анюй (Западная Чукотка) // Физика Земли. 2022. № 2. С. 41–59.
- Печерский Д.М. Палеомагнитология, петромагнитология и геология. Словарь-справочник для соседей по специальности. 2010. <http://paleomag.ifz.ru/books/Pechersky.htm>
- Печерский Д.М., Сафонов В.А. Палинспастическая реконструкция положения Горного Крыма в средней юре-раннем мелу на основе палеомагнитных данных // Геотектоника. 1993. № 1. С. 96–105.
- Плотникова Л.Ф., Богаец А.Т., Бондаренко В.Г., Корбут Е.Б. Меловая система. Верхний отдел. Геология шельфа УССР. Стратиграфия (шельф и побережья Черного моря) / Тесленко Ю.В. (ред.). Киев: изд-во Научно-думка. 1984. С. 74–84.
- Солодовников Г.М. Определение напряженности магнитного поля Земли в сантон-коньяке верхнего мела, полученные на эффузивном разрезе Азербайджана // Физика Земли. 2001. № 7. С. 78–84.
- Фетисова А.М., Голубев В.К., Веселовский Р.В., Балабанов Ю.П. Палеомагнетизм и магнитостратиграфия опорных пермско-триасовых разрезов центральной части Русской плиты: Жуков овраг, Слукино и Окский съезд // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 10. С. 1401–1419.
- Фомин В.А., Еремин В.Н. Магнитостратиграфия верхнемеловых отложений южных районов СССР. Вопросы стратиграфии палеозоя, мезозоя и кайнозоя / Г.В. Кулева, В.Г. Очев (ред.). Саратов: изд-во СГУ. 1993. С. 134–142.
- Храмов А.Н. Палеомагнитология. Л.: Недра. 1982. 312 с.
- Храмов А.Н., Шкатова В.К. Общая магнитостратиграфическая шкала полярности фанерозоя. Дополнения к стратиграфическому кодексу России. СПб.: ВСЕГЕИ. 2000. С. 24–45.
- Шипунов С.В. Новый тест складки в палеомагнетизме (реабилитация теста выравнивания) // Физика Земли. 1995. № 4. С. 67–74.
- Щербинина Е.А., Гаврилов Ю.О. Зональное расчленение сеноманских-сантонских отложений Юго-Западного Крыма по наннопланктону. Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Сб. науч. трудов / Е.Ю. Барабошкин (ред.). Симферополь: изд. дом “Черноморпресс”. 2016. С. 292–294.
- Юдин В.В. Тектоника Бельбекского района в Крыму // Ученые записки КФУ им. В.И. Вернадского. География. Геология. Т. 6 (72). № 2. 2020. С. 338–360.
- Besse J., Courtillot V. Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr // J. Geophys. Res. 2002. V. 107 (11). P. 1–31.
- Chadima M., Hroudá F. Remasoft 3.0 a user_friendly paleomagnetic data browser and analyzer // Travaux Geophysiques. 2006. V. XXVII. P. 20–21.
- Coccioni R., Premoli Silva I. Revised Upper Albian – Maastichtian planktonic foraminiferal biostratigraphy and magnetostratigraphy of the classical Tethyan Gubbio section (Italy) // Newsletters on Stratigraphy. 2015. V. 48/1. P. 47–90.
- Cox A. Latitude dependence of the angular dispersion of the geomagnetic field // Geophys. J. R. astr. Soc. 1970. V. 20. P. 253–269.
- Dunlop D. Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data // J. Geophys. Res. 2002. V. 107. № B3. 2056. <https://doi.org/10.1029/2001JB000487>
- Gale A., Batenburg S., Coccioni R., Dubicka Z., Erba E., Falzoni F., Haggart J., Hasegawa T., Ifrim C., Jarvis I., Jenkins H., Jurowska A., Kennedy J., Maron M., Muttoni G., Pearce M., Petrizzo M.R., Premoli-Silva I., Thibault N., Voigt S., Wagreich M., Walaszczyk I. The Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) of the Campanian

- Stage at Bottaccione (Gubbio, Italy) and its auxiliary sections : Seaford Head (UK), Bocieniec (Poland), Postalm (Austria), Smoky Hill, Kansas (U.S.A), Tepayac (Mexico). Episodes. ISSN (print) 0705-3797 (Epub Ahead of Print).
- Jacobs J.A. Geomagnetic excursion. Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism. Springer. 2007. P. 311–312.
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.B., Ogg G. M. Geologic Time Scale 2020. V. 2. Amsterdam, Oxford, Cambridge: Elsevier. 2020. 1357 p.
- Guzhikova A. A., Guzhikov A. Y., Pervushov E. M., Ryabov I.P., Surinskiy A. M. Existence of the Reversal Polarity Zones in Turonian–Coniacian from the Lower Volga (Russia) : New Data. Recent Advances in Rock Magnetism, Environmental Magnetism and Paleomagnetism. Springer Geophysics / D. Nurgaliev, V. Shcherbakov, A. Kosterov, S. Spassov (eds.). Kazan : Springer. 2019. P. 353–369.
- Kopaevich L.F., Walaszczyk I.P. An integrated inoceramid-foraminiferal biostratigraphy of the Turonian and Coniacian strata in south-western Crimea, Soviet Union // Acta Geol. Polon. 1990. V. 40. № 1–2. P. 83–96.
- McElhinny M.W., McFadden P.L. Palaeosecular variation over the past 5 Myr based on a new generalized database // Geophysical Journal International. 1997. V. 131. P. 240–252.
- McFadden P.L. A new fold test for palaeomagnetic studies // Geophysical Journal International. 1990. V. 103. P. 163–169.
- Montgomery P., Hailwood E.A., Gale A.S., Burnett J.A. The magnetostratigraphy of Coniacian–Late Campanian chalk sequences in southern England // Earth Planet. Sci. Lett. 1998. V. 156. P. 209–224.
- Valet J.-P., Herrero-Bervera E. Geomagnetic reversals, archives. Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism. Springer. 2007. P. 339–344.
- Van der Voo R. Palaeomagnetism of the Atlantic, Tethys and Iapetus oceans. Cambridge: Cambridge University press. 1993. 412 p.
- agico.com – AGICO (Advanced Geoscience Instruments Company) [Электронный ресурс]. URL: <https://www.agico.com/text/software/anisoft/anisoft.php>

Anomalous Features of the Geomagnetic Field Behavior at the End of the Cretaceous Normal Superchron Based on the Results of the Study of the Turonian–Santonian in the Southwestern Crimea

A. Yu. Guzhikov^{a, *}, E. Yu. Baraboshkin^{b, c, **}, I. P. Ryabov^{a, ***},
M. A. Ustinova^{c, ****}, and V. S. Vishnevskaya^{c, *****}

^aSaratov State University, Saratov, 410012 Russia

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

^cGeological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119017 Russia

*e-mail: aguzhikov@yandex.ru

**e-mail: ejbaraboshkin@mail.ru

***e-mail: ryaboff.il@yandex.ru

****e-mail: ustinova_masha@mail.ru

*****e-mail: valentina.vishnaa@mail.ru

Received April 7, 2023

revised June 5, 2023

accepted June 8, 2023

Abstract — In 394 samples characterizing 266 stratigraphic levels in four Turonian–Santonian sections in the Southwestern Crimea, characteristic remanent magnetization components (**ChRM**) formed at the stage of diagenesis is identified. The data obtained represent the record of the Paleocene geomagnetic variations of high amplitude (rms deviation $S = 25.9^\circ$ with a fixed cut-off angle of 45° , which is about twice as high as the model S for this latitude) in the sediments formed in ~5–6 Ma and are interpreted as anomalous behavior of the geomagnetic field in the Turonian, Coniacian, and Santonian.

Keywords: paleomagnetism, fine structure of the field, Cretaceous normal polarity superchron, magnetostratigraphy, Upper Cretaceous, Turonian, Coniacian, Santonian, benthic foraminifera, calcareous nanoplankton, giliannelles, ammonites

ДАТИРОВАНИЕ ЛАВОВЫХ ПОТОКОВ ВУЛКАНА АВАЧИНСКИЙ (КАМЧАТКА) ПО ПАЛЕОМАГНИТНЫМ ДАННЫМ

© 2024 г. В. И. Максимочкин^{1, *}, Л. И. Базанова^{2, **}, Ю. В. Слепцова^{3, ***}

¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, физический факультет, г. Москва, Россия

²Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, Россия

³Department of Earth and Environmental Sciences, Ludwig Maximilians Universität, Munich, Germany

*E-mail: maxvi@physics.msu.ru

**E-mail: bazanovai@mail.ru

***E-mail: syv18@mail.ru

Поступила в редакцию 21.04.2023

После доработки 22.07.2023

Принята к публикации 23.07.2023

Определены палеонаправление и палеонапряженность геомагнитного поля по 7 образцам андезибазальтов-базальтов из трех лавовых потоков вулкана Авачинский (Л1–Л3). По образцу современного лавового потока ТТИ-50 (Толбачинское Трещинное извержение) показана надежность методики Телье–Коэ определения палеонапряженности геомагнитного поля: отличие расчетного значения $H_{др}$ от IGRF12 не превышает 3% при коэффициенте качества $q > 13$. Уточнен возраст лавовых потоков Л1–Л3, с использованием палеомагнитных данных. Потоки Молодого конуса Л1, Л2 сформировались в 1827 г. и 300–600 л.н. соответственно. Возраст потока Л3 на гребне соммы определен как 30–32 тыс. лет, что согласуется с имеющейся оценкой возраста обвальной лавины связанной с катастрофическим разрушением Авачинского вулкана $29\,900 \pm 37900$ ^{14}C л.н.

Ключевые слова: геомагнитное поле, голоцен, палеонапряженность, метод Телье, палеоветеринарные вариации, возраст лавового потока, Авачинский вулкан, Камчатка.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0002333724010032>, **EDN:** ELQXYP

ВВЕДЕНИЕ

Авачинский – действующий вулкан типа Сомма-Везувий, расположенный в южной части Восточного вулканического пояса Камчатки, в 25–30 км к северу от Петропавловска-Камчатского. Он входит в Авачинскую группу вулканов и состоит из соммы позднеплейстоценового возраста, образованной около 30 тыс. лет назад (л.н.) [Мелекесцев и др., 1991], и активного Молодого конуса (рис. 1), начавшего формироваться ~3800 л.н. [Базанова и др., 2003]. Породы вулкана представлены базальтами, андезибазальтами, андезитами и дацитами.

Для эруптивной деятельности Молодого конуса характерны эксплозивные и эксплозивно-эффузивные извержения. Основной тип эксплозивных извержений – вулканский. Достоверно известно, что излияния лавы происходили в 1827, 1894–1895, 1926 и 1991 гг., ее объем, как

правило, не превышал 15×10^6 м³ [Мелекесцев и др., 1993; 1994; Заварицкий, 1935].

Лавовые потоки на склонах вулкана датировать довольно сложно. Разрешение изотопных методов недостаточно при расчленении относительно молодых немых эффузивных толщ [Сергеев и др., 2015]. Определение возраста по соотношению с маркирующими горизонтами тефры в подстилающих и перекрывающих почвенно-пирокластических чехлах по методике [Брайцева и др., 1978] также исключено ввиду плохой сохранности здесь пепловых горизонтов. В этом случае вполне допустима оценка возраста лавовых потоков вулкана путем сопоставления результатов палеомагнитного анализа лав с характеристиками палеоветеринарных вариаций магнитного поля в регионе и Земли в целом, известными из литературных источников. Однако следует отметить, что информация о палеоветеринарных вариациях геомагнитного поля на Камчатке

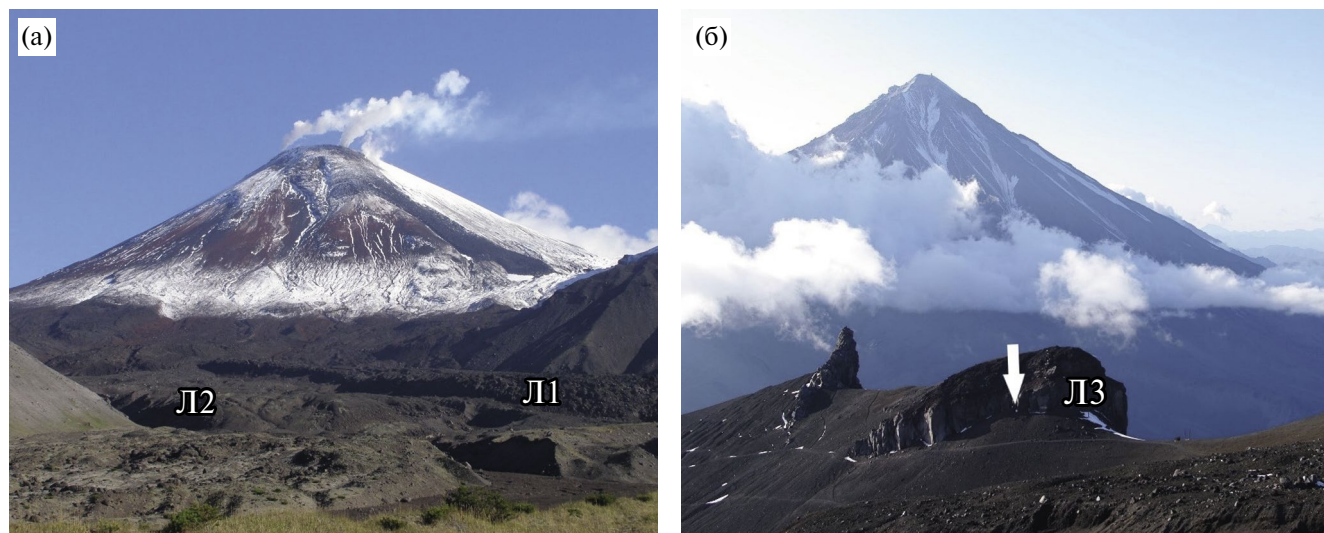


Рис. 1. Исследованные лавовые потоки вулкана Авачинский: (а) — действующий Молодой конус и лавовые потоки Л1, Л2 у его подножья. Вид с юго-юго-запада; (б) — останец лавового потока Л3 на северо-западном гребне соммы. Стрелкой показан участок палеомагнитного опробования. На дальнем плане — вулкан Корякский. Номера образцов и координаты места их отбора (см. табл. 1).

из-за отсутствия палеомагнитных данных по четвертичным вулканическим породам полуострова и всей северо-западной Пацифики достаточно скудна. В последних математических моделях вариаций геомагнитного поля [Korte et al., 2011; Nilsson et al., 2014; Panovska et al., 2018] данные по Камчатке полностью отсутствуют. Большая часть имеющихся материалов об особенностях палеомагнетизма в голоцене и позднем плейстоцене Камчатки [Алыпova, 1967; Аверьянов, Штейнберг, 1979; Добрецова и др., 1982; Кочегура и др., 1986], несмотря на безусловный интерес и методическую ценность, не отвечает современным мировым аппаратурно-методическим стандартам качества палеомагнитных исследований. Наиболее надежные сведения о вековых вариациях геомагнитного поля Камчатки в голоцене получены по лавовым потокам вулканов Ключевской и Толбачик [Латышев и др., 2017] и их, несомненно, можно использовать.

Целью работы является пополнение базы данных магнитохронологической шкалы Камчатки для позднего плейстоцена—голоцена и уточнение возраста лавовых потоков вулкана Авачинский с использованием результатов их палеомагнитного изучения, что, в свою очередь, расширит существующие представления о характере деятельности вулкана, включая и эффузивную составляющую.

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЙ И МЕТОДИКА ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Нами были исследованы 7 ориентированных образцов андезибазальтов-базальтов, отобранных из 3 лавовых потоков вулкана Авачинский, обозначенных здесь и далее как Л1–Л3. Лавовые потоки Молодого конуса Л1, Л2 опробованы в верховьях Пади Лавовой, левого истока р. Сухая Халактырская (рис. 1а). Их возраст менее 3800 лет [Мелекесцев и др., 1993; Базанова и др., 2003]. Л1 бронирует южный склон Молодого конуса, с постепенным наращиванием своих масштабов к подножью. На высоте ~1050 м этот лавовый поток со слабо наклонной поверхностью заканчивается крутым фронтальным уступом, достигая мощности ~15 м. Ближе к вершине он перекрыт лавами более поздних излияний. В том же южном секторе конуса прослеживается и лавовый поток Л2 с отчетливыми очертаниями и видимой мощностью до 10–15 м в прифронтальной части. На контакте с обрывистыми стенками старого позднеплейстоценового кратера, он залегает почти субгоризонтально, заполняя пологое ложе атрио и формируя лавовую ступень, а выше по склону перекрывается лавовым потоком Л1 (рис. 1а). Поток Л3 принадлежит сохранившейся части более древней постройки Авачинского вулкана, возраст которой оценивается в 30–50 тыс. лет [Мелекесцев и др., 1991; Брайцева и др., 1994]. Он находится на северо-западном гребне соммы в виде отпрепарированного скального останца высотой не

Таблица 1. Координаты точек отбора образцов

№ образца	Широта, град	Долгота, град	Высота, м	Лавовый поток/ориентировочный возраст
K17-6	53.2161	158.8140	1065	Л1/Извержение 1827 г. [Заварицкий, 1935]
K17-3	53.2148	158.8080	1050	Л2/Менее 3800 лет [Мелекесцев и др., 1993]
K17-7	53.2149	158.8127	1007	
K17-8	53.2663	158.8180	2134	Л3/Более 29–30 тыс. лет [Мелекесцев и др., 1991]
K17-9	53.2663	158.8178	2134	
K19-11	53.2663	158.8183	2134	
K19-12	53.2663	158.8181	2134	

менее 20 м, отвесная сторона которого, обращенная к центру вулкана, отвечает, по сути, его поперечному сечению (рис. 16). Отбор образцов осуществлялся вручную с ориентировкой маркируемых плоскостей при помощи геологического компаса. Величина местного магнитного склонения $D = -6.53^\circ$ рассчитана по модели IGRF-12 [Thébault et al., 2015]. Координаты точек отбора приведены в табл. 1.

В качестве реперного также изучен образец базальта K17-14, излившегося в ходе Толбачинского Трещинного извержения 2012 г. (ТТИ-50), любезно предоставленный нам сотрудником Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН С.С. Сыроветниковым. Полученные данные использовались для проверки работоспособности методики определения палеонапряженности по остаточной намагниченности лав.

Палеомагнитные реконструкции проводились с учетом результатов комплексных лабораторных исследований, включающих все современные физические и магнитоминералогические методы, применяемые в области магнетизма горных пород. Из каждого штуфа породы вырезалось по 10–12 дублей кубической формы объемом 8 и 1 см³. Естественная остаточная намагниченность (NRM) образцов была подвергнута ступенчатой температурной чистке и чистке переменным магнитным полем. Ступенчатая чистка переменным магнитным полем осуществлялась до 100 мТл с помощью прибора LDA-3A (AGICO, Чехия). Остаточная намагниченность образцов измерялась ротационным магнитометром JR-6 (AGICO, Чехия). Обработка измерений остаточной намагниченности выполнена при помощи пакета программ Remasoft

[Chadima, Hroudá, 2006]. Магнитная восприимчивость образцов при комнатной температуре определена с помощью каппаметра ИМВО-М (г. Санкт-Петербург).

Измерение точек Кюри (T_c) образцов производилось двумя способами: по зависимости от температуры намагниченности в поле 0.24 Тл – $I(T)$ и по зависимости магнитной восприимчивости от температуры $k(T)$ в поле $H = 200$ А/м, измеренной прибором MFK-1/CS3 (AGICO, Чехия). Точка Кюри в первом способе определялась путем аппроксимации данных $I^2 = f(T)$ линейной функцией [Moskowitz, 1981], во втором способе – по минимуму первой производной магнитной восприимчивости по температуре.

Для оценки термостабильности магнитных свойств образцов снималось изменение намагниченности $I(T)$ в поле 0.24 Тл при циклических нагревах в воздухе до температур $T = \{400, 450, 500, 550\}^\circ\text{C}$ на вибрационном магнитометре BM-2. Намагниченность насыщения ферромагнетика (I_s) рассчитана по зависимости намагниченности от поля, при этом учитывался вклад парамагнитной матрицы. Максимальное значение поля равно 1.6 Тл.

Палеонапряженность геомагнитного поля по остаточной намагниченности пород определена методом Телье–Кое [Сое, 1967] с использованием диаграмм Арай–Нагаты [Нагата, 1965].

Палеонапряженность геомагнитного поля рассчитана по формуле

$$H_{\text{др}} = b * H_{\text{лаб}},$$

где b — коэффициент линейной аппроксимации данных на диаграмме Арай—Нагаты, $H_{\text{лаб}} = 50$ мкТл — величина лабораторного поля в циклах Телье.

Для контроля минералогических изменений ферримангнетика в циклах Телье выполнялась процедура *check-points* pTRM [Prevot et al., 1985]. Также сравнивалась интенсивность терморазмагничивания NRM в циклах Телье и при термочистке. Надежность определений палеонапряженности оценивалась по параметру качества q [Coe et al., 1978], а также параметру DRAT [Selkin, Tauxe, 2000].

Направление древнего геомагнитного поля определено по наиболее стабильной компоненте NRM по результатам магнитной чистки в переменном поле. При этом использован пакет программ Remasoft [Chadima, Hroudá, 2006].

Информация о минеральном составе, структуре и размерах ферримангнитных зерен — носителей остаточной намагниченности — получена путем проведения электронно-зондовых исследований аншлифов на сканирующем микроскопе Tescan Vega II XMU (s.r.o. Tescan, г. Брно, Чехия) сотрудником Института экспериментальной минералогии РАН А.Н. Некрасовым. Магнитная доменная структура изучена с помощью магнитосилового микроскопа NFM Solver-Pro (NT MDT Зеленоград).

ПРОВЕРКА МЕТОДИКИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПАЛЕОНАПРЯЖЕННОСТИ НА ОБРАЗЦЕ БАЗАЛЬТА ТОЛБАЧИНСКОГО ТРЕЩИННОГО ИЗВЕРЖЕНИЯ (ТТИ-50)

Согласно результатам электронно-зондовой микроскопии магнитные зерна образца лавы ТТИ-50 представлены титаномагнетитом с содержанием магнетитовой компоненты $42 \pm 3\%$ (табл. 2), зерна однородны с размерами 5–10 мкм и менее, имеется также небольшое количество зерен размером около 100 мкм (рис. 2а). Гистерезисные характеристики $I_{\text{rs}}/I_{\text{sf}} = 0.229$ и $H_{\text{cr}}/H_{\text{c}} = 3.04$ (см. табл. 3) показывают по критерию Дея—Данлопа [Day et al., 1977; Dunlop, 2002] (см. рис. 3), магнитные свойства базальта K17-14 определяются смесью однодоменных и небольшого количества многодоменных зерен. Температура Кюри, определенная по намагниченности в поле 0.24 Тл, $T_{\text{с}}^{\text{Is}} = 280^\circ\text{C}$, по магнитной восприимчивости — $T_{\text{с}}^{\text{k}} = 270^\circ\text{C}$ (табл. 3, рис. 4 и рис. 5а). Изменение намагниченности в поле 0.24 Тл от температуры при циклических нагревах (рис. 5а) показывает,

что титаномагнетит стабилен к нагревам вплоть до 380°C . Гистерезисные характеристики и результаты терромагнитных исследований свидетельствуют о высокой палеоинформативности естественной остаточной намагниченности лав ТТИ-50.

Определение палеонапряженности по NRM образца лав ТТИ-50 проведено на 4 дублях (рис. 6а, табл. 4). Высокие значения параметра качества $q = 13.8\text{--}40.7$ и малые отклонения pTRM чек-точек от pTRM при проведении процедур Телье и, как следствие, низкие значения параметра $DRAT_{\text{max}} \leq 2.8\%$ (табл. 4) показывают, что результаты определения палеонапряженности, полученные на дублях образца лавы ТТИ-50, удовлетворяют всем принятым в настоящее время критериям надежности. Среднее значение $H_{\text{др}} = 54.8 \pm 1.2$ мкТл оказалось завышено всего на 3% по сравнению с величиной главного магнитного поля $B_{\text{IGRF12}} = 53.13$ мкТл, рассчитанной по модели IGRF-12 для эпохи 2015 г. в районе вулкана Толбачик, и очень близко к величине палеонапряженности, полученной в работе [Жидков и др., 2017] на аналогичном образце лавы ТТИ 2013 г. ($H_{\text{др}} = 54.6$ мкТл). Некоторое завышение $H_{\text{др}}$ по сравнению с моделью IGRF-12, возможно, обусловлено тем, что магнитное поле в районе вулкана Толбачик больше B_{IGRF12} из-за намагниченности лав. Таким образом, надежность методики определения палеонапряженности геомагнитного поля не вызывает сомнения.

ПАЛЕОИНФОРМАТИВНОСТЬ ЕСТЕСТВЕННОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ ОБРАЗЦОВ ЛАВ ВУЛКАНА АВАЧИНСКИЙ

Магнитные характеристики изученных образцов вулкана Авачинский показаны в табл. 3. Естественные магнитные и гистерезисные характеристики образцов из потоков Л1–Л2 близки друг к другу. Фактор Кёнигсбергера $Q_n = NRM/(k \cdot H)$ изменяется в пределах 2.5–5.9. Значения гистерезисных параметров $I_{\text{rs}}/I_{\text{s}}$ и $H_{\text{cr}}/H_{\text{c}}$ показывают, что, согласно критерию Дея—Данлопа [Day et al., 1977; Dunlop, 2002], магнитные зерна находятся в псевдооднодоменном состоянии (рис. 3, табл. 3).

Разброс магнитных характеристик образцов из потока Л3 более существенный. Для них характерны высокие значения параметра Кёнигсбергера ($Q_n = 9.5\text{--}50$) и отношения $I_{\text{rs}}/I_{\text{s}} = 0.11\text{--}0.26$. Они также попадают в псевдооднодоменную область по критерию Дея—Данлопа.

Таблица 2. Результаты микронзондового (расчет на миналы) и термомагнитного анализов (температура Кюри) магнитных зерен в лавах ТТИ-50 и вулкана Авачинский

№ образца	Fe_3O_4	Fe_2TiO_4	MgAl_2O_4	MgFe_2O_4	$T_c, ^\circ\text{C}$ по $I_s(T)$	$T_c, ^\circ\text{C}$ по $k(T)$
Толбачинское Трещинное извержение (ТТИ-50)						
K17-14	0.42 ± 0.03	0.34 ± 0.03	0.10 ± 0.02	0.08 ± 0.04	280	270
Вулкан Авачинский						
K17-3	0.60 ± 0.06	0.28 ± 0.06	0.07 ± 0.03	0.02 ± 0.02	500	520
K17-9	0.76 ± 0.15	0.14 ± 0.15	0.04 ± 0.03	0.05 ± 0.04	550	560

Таблица 3. Магнитные характеристики образцов лав ТТИ-50 и вулкана Авачинский

№ образца	Поток	NRM, А/м	$k, 10^{-3}$ ед. Си	Q_n	I_{rs}/I_s	H_{cr}/H_c	$T_c, ^\circ\text{C}$ по $I_s(T)$	$T_c, ^\circ\text{C}$ по $k(T)$
Толбачинское Трещинное извержение (ТТИ-50)								
K17-14	ТТИ 50	21.9–26.7	24–27	19–24	0.229	3.04	280	270
Вулкан Авачинский								
K17-6	Л1	3.2–5.3	23–36	2.5–4.3	0.086	3.29	500	490
K17-3	Л2	3.0–4.5	23–32	2.8–3.4	0.111	2.49	500	520
K17-7		2.7–3.8	23–31	2.7–3.8	0.105	2.50	540	520
K17-8	Л3	10.6–16.0	6.0–11.9	28–50	0.262	1.98	560	560
K17-9		3.5–8.8	7.5–10.6	9.5–22.2	0.115	3.01	550	560
K19-11		2.5–3.5	4.5–6.5	12–15	0.115	3.26	—	—
K19-12		2.9–4.3	16–21	4.2–5.0	0.112	2.71	—	—

Примечания: NRM — естественная остаточная намагниченность; k — магнитная восприимчивость; $Q_n = \text{NRM}/(k \cdot 40)$ — параметр Кенигсбергера; I_{rs} — остаточная намагниченность насыщения; I_s — намагниченность насыщения; H_c — коэрцитивная сила; H_{cr} — остаточная коэрцитивная сила; T_c — температура Кюри.

Размагничивание переменным магнитным полем и термочистка показали (рис. 7), что NRM большинства образцов однокомпонентна, в некоторых случаях небольшой вклад вносит низкокоэрцитивная компонента, вероятно, вязкой природы (например, рис. 7а).

Температура Кюри ферромагнитных зерен в образцах лав Авачинского вулкана варьирует в пределах $T_c = 490\text{--}560^\circ\text{C}$ (табл. 3). Так же, как и для базальта ТТИ-50, значения T_c ,

определенные по зависимости намагниченности в поле 0.24 Тл от температуры $I_s(T)$ и зависимости $k(T)$, вполне сопоставимы.

Зависимости намагниченности в поле 0.24 Тл от температуры при циклических нагревах в воздухе с постепенным увеличением максимальной температуры нагрева (рис. 5) свидетельствуют, что минералогические изменения начинают происходить после нагрева образцов до $500\text{--}550^\circ\text{C}$. Магнитные зерна в лаве Л2

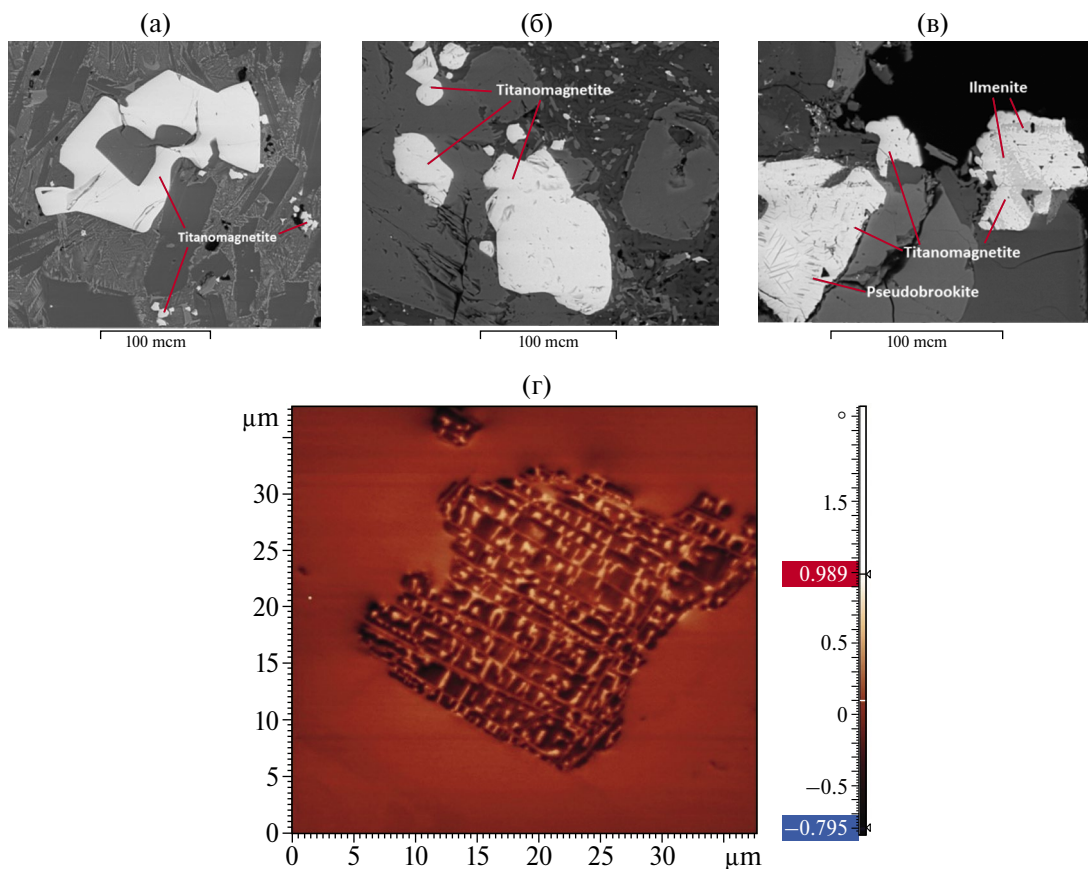


Рис. 2. Изображения ферритмагнитных зерен образцов К17-14 (а), К17-3 (б), К17-9 (в) в обратно рассеянных электронах и образца К17-9 (г) в магнитосиловом микроскопе SolverPRO фирмы NT MDT.

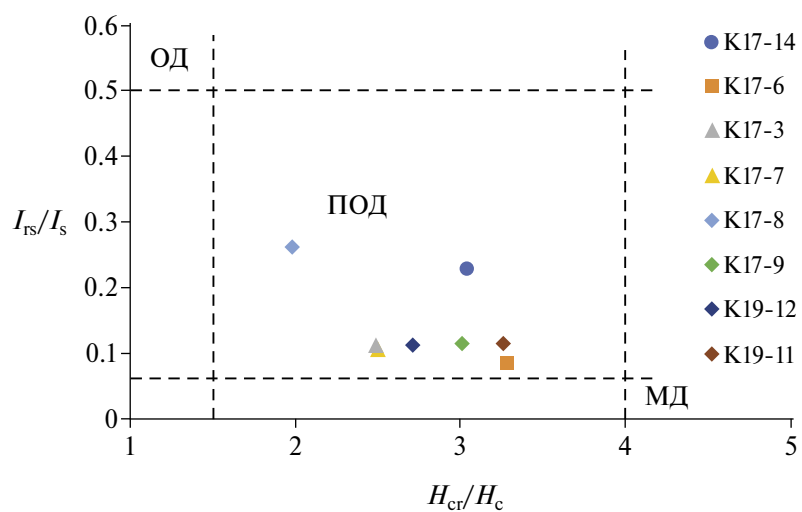


Рис. 3. Диаграмма Дея для образцов из лавовых потоков вулкана Авачинский: Л1 (обр. К17-6), Л2 (обр. К17-3 и К17-7), Л3 (обр. К17-8, К17-9, К19-11, К19-12), и ТТИ-50 (Толбачинское Трещинное извержение) (обр. К17-14).

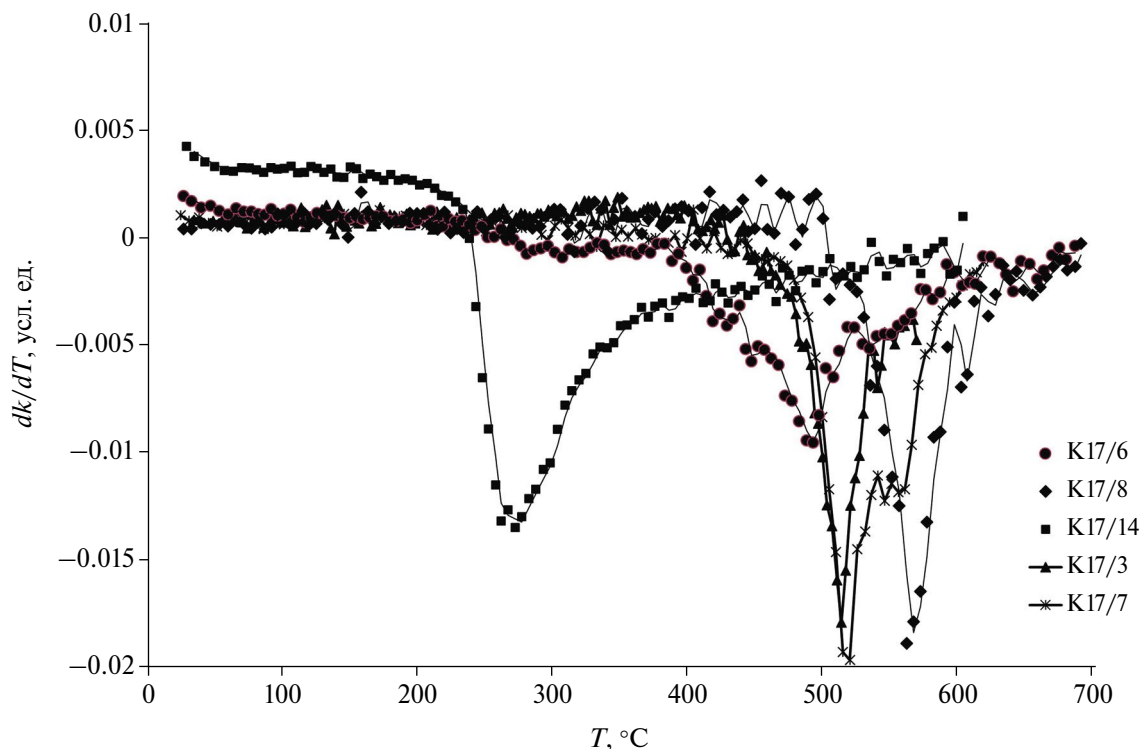


Рис. 4. Зависимости производной магнитной восприимчивости от температуры образцов лав ТТИ-50 (обр. K17/14) и вулкана Авачинский (обр. K17/6 – поток Л1; обр. K17/3 и K17/7 – поток Л2, обр. K17/8 – поток Л3). Положение минимумов на кривых показывает температуру Кюри.

гомогенны (рис. 2б). Выявлено, что магнитные минералы в лавах Л3 более стабильны к нагревам, чем из потоков Л1–Л2. Температура Кюри образцов из потока Л3 близка к T_c магнетита (табл. 3).

Согласно результатам микронзондового анализа минералом, отвечающим за магнитные свойства изученных образцов, является титаномагнетит с небольшим количеством магния и алюминия (табл. 2). При этом содержание магнетитовой компоненты в титаномагнетитовых зернах образца K17-9 (поток Л3) выше, чем в образце K17-3, принадлежащего потоку Л2.

Хотя размеры зерен титаномагнетита обр. K17-9 достаточно большие (рис. 2в), по гистерезисным характеристикам, их магнитная жесткость довольно высокая (табл. 3), а по критерию Дея [Day et al., 1977] они находятся в псевдооднородном состоянии (рис. 3). Это объясняется наличием структур распада, которые видны на изображениях титаномагнетитовых зерен образца K17-9 (поток Л3) в обратно рассеянных электронах (рис. 2в) и в магнитосиловом микроскопе (рис. 2г). Наличие таких структур характерно для высокотемпературного окисления титаномагнетита. Этим также

объясняется высокая температура Кюри, близкая к магнетиту при высоком содержании титана (табл. 2). В целом магнитные характеристики, особенно для лавового потока Л3, свидетельствуют о высокой степени палеоинформативности NRM.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПАЛЕОНАПРЯЖЕННОСТИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ ПО ОБРАЗЦАМ ЛАВ ВУЛКАНА АВАЧИНСКИЙ

Результаты экспериментов Телье на лавах вулкана Авачинский, показаны на рис. 6б–6е и в табл. 4.

На образце K17-6 из лавового потока Л1 проведено три определения палеонапряженности (табл. 4). Пример диаграммы Арай–Нагата для одного из дублей показан на рис. 6б. Точки в температурном интервале 193–487(515)°C на диаграмме Арай–Нагата довольно хорошо аппроксимируются линейной функцией. Коэффициент качества определения $H_{др}$ высокий $q = 14.5–57.2$. Разброс относительно среднего значения $\langle H_{др} \rangle = 52.1$ мкТл не превышает 3.6%. Результаты определения палеонапряженности

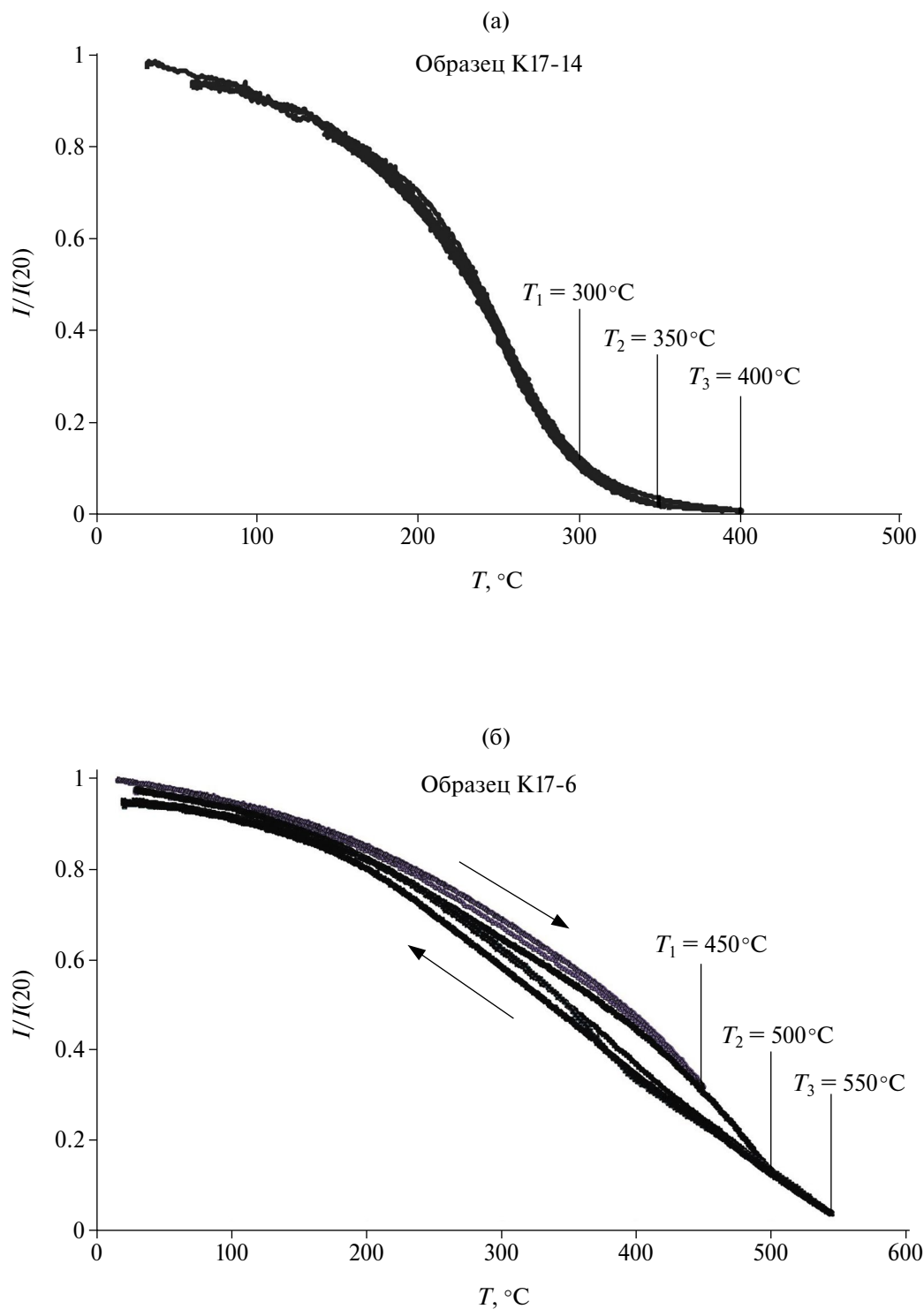


Рис. 5 (начало).

удовлетворяют принятым в настоящее время критериям качества [Coe et al., 1978].

Для лавового потока Л2 проведено 4 определения палеонапряженности: 2 — по образцу K17-3 и 2 — по образцу K17-7. Для расчета

$H_{\text{др}}$ использовались только высокотемпературные точки. $H_{\text{др}} = 53.6$ мкТл, рассчитанное в температурном интервале $441\text{--}544^\circ\text{C}$, оказалось близко к $H_{\text{др}}$, рассчитанному по образцу K17-6 (табл. 4). Результат определения $H_{\text{др}}$ по

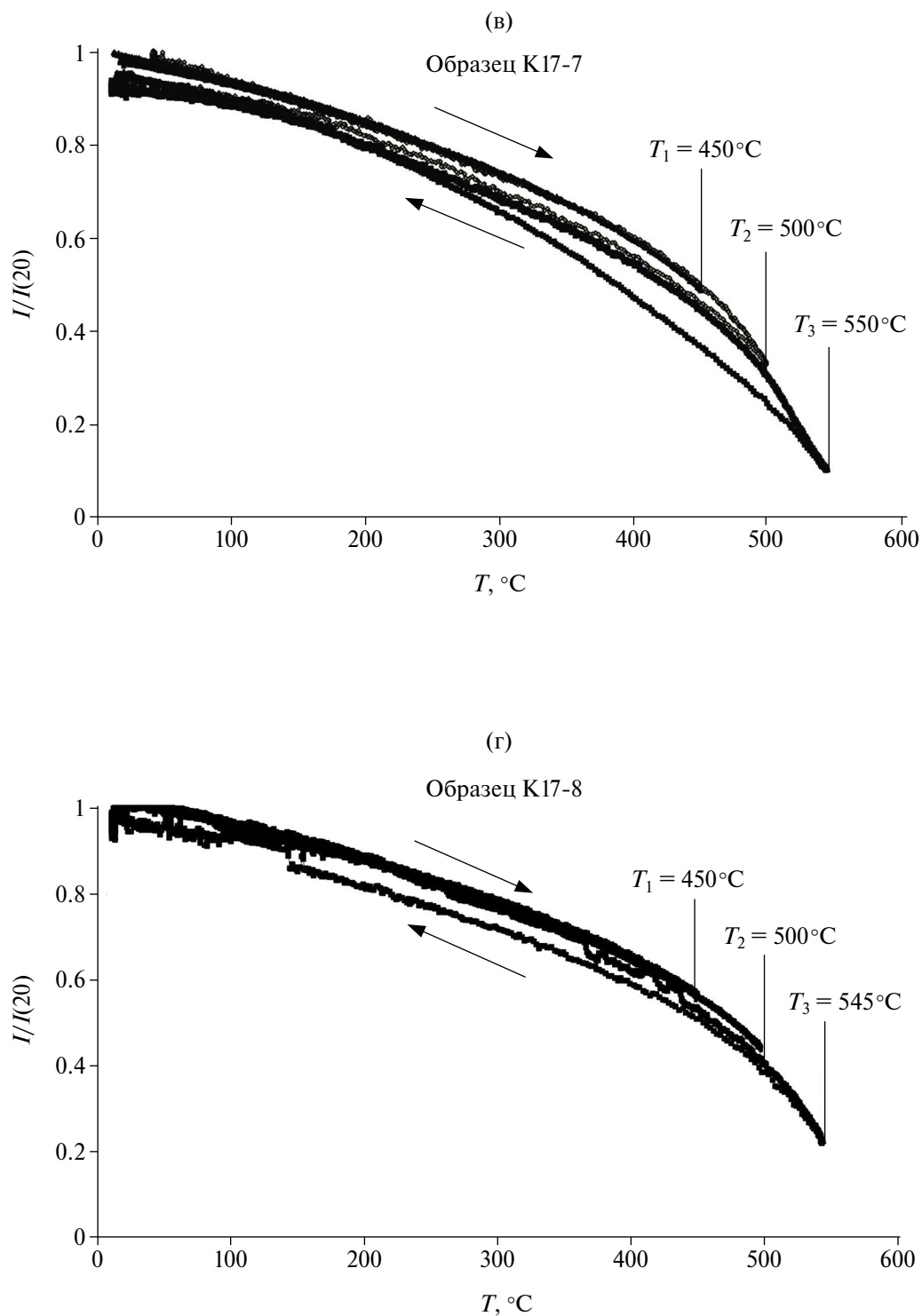


Рис. 5. Зависимость намагниченности в поле 0.24 Тл от температуры при циклических нагревах образцов лав ТТИ-50 (а) и вулкана Авачинский (б)–(г): (б) – поток Л1; (в) – поток Л2, (г) – поток Л3.

образцу K17-3 имеет низкий коэффициент качества $q = 3.9\text{--}4.9$, близкий к предельному $q = 5$ [Coe et al., 1978], обусловленный в основном высокой среднеквадратичной погрешностью

параметра b и низким значением параметра f . $\text{DRAT} = 7.6\text{--}12.9\%$, характеризующий минералогические изменения, также получился достаточно большим. Качество определения $H_{\text{др}}$

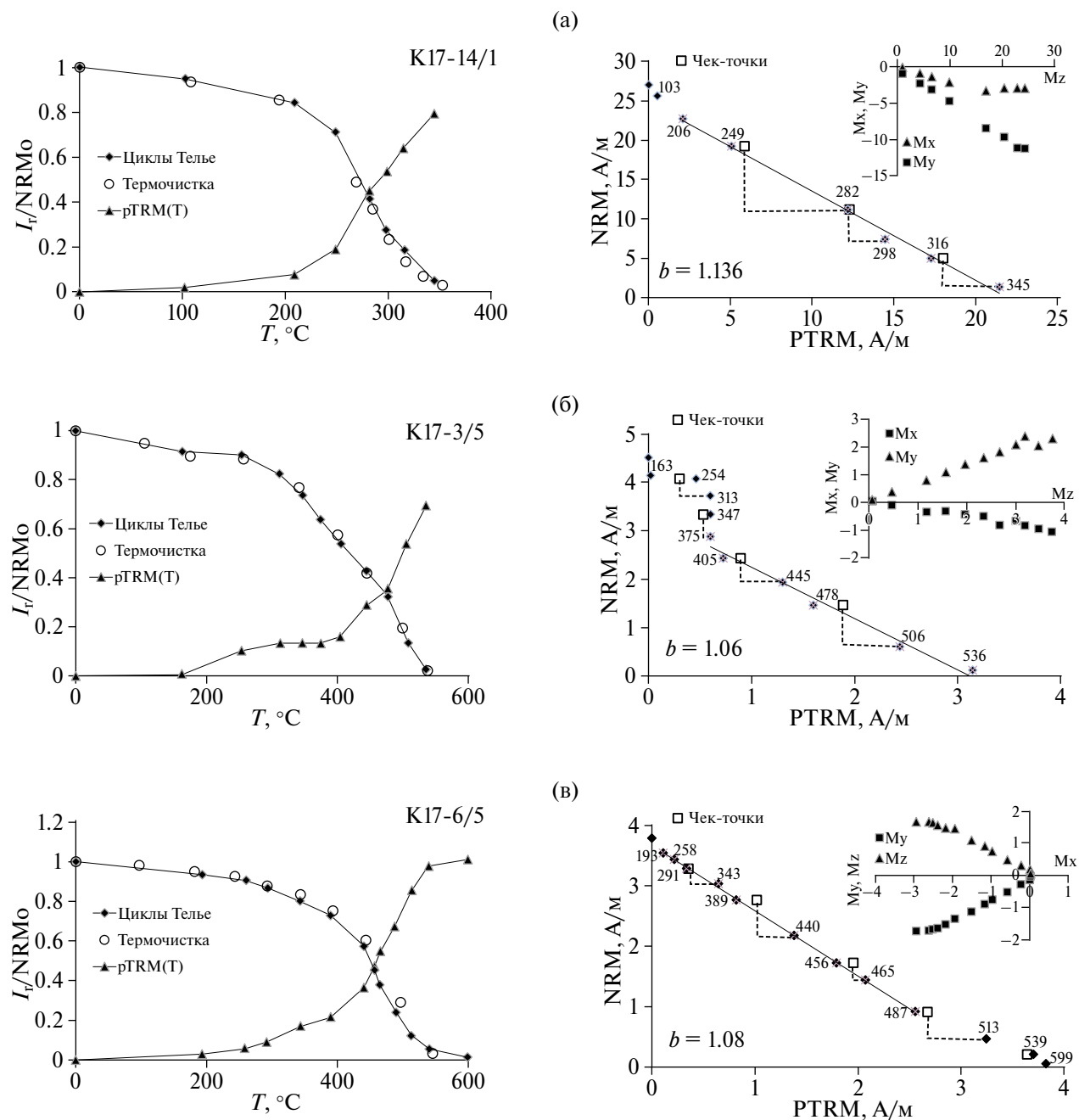
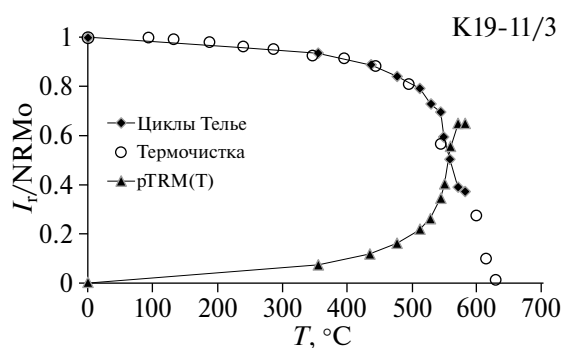
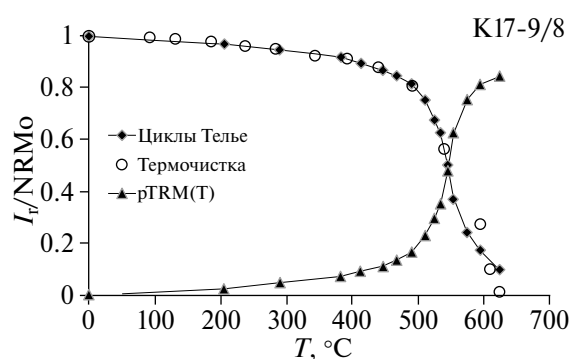
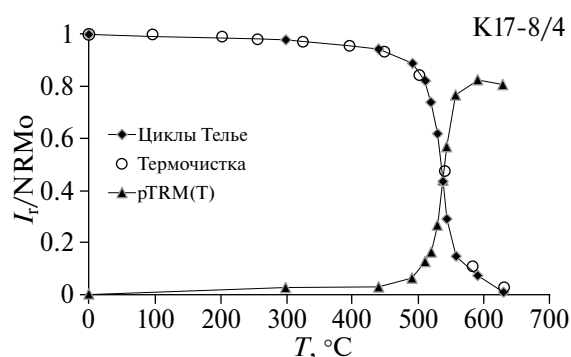


Рис. 6 (начало).

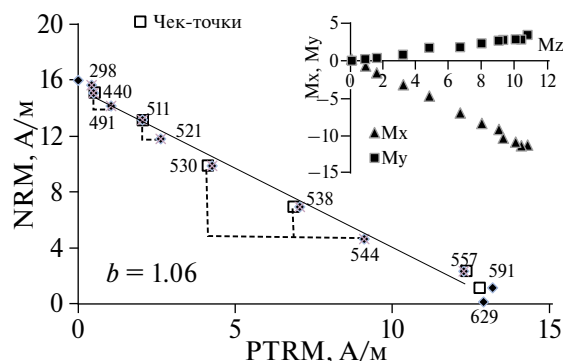
по обр. K17-7 выше: $q = (5-9.24)$, $DRAT < 4.4$. В целом, значения палеонапряженности, определенные по образцам из потока Л2, также близки друг к другу — $H_{др} = (53-57.1)$ мкТл, причем среднее значение $\langle H_{др} \rangle = 54.6 \pm 1.28$ мкТл для Л2 оказалось несколько выше, чем для Л1 ($\langle H_{др} \rangle = 52.1 \pm 1.27$ мкТл, табл. 5).

Для лавового потока Л3 проведено 5 определений палеонапряженности на образцах

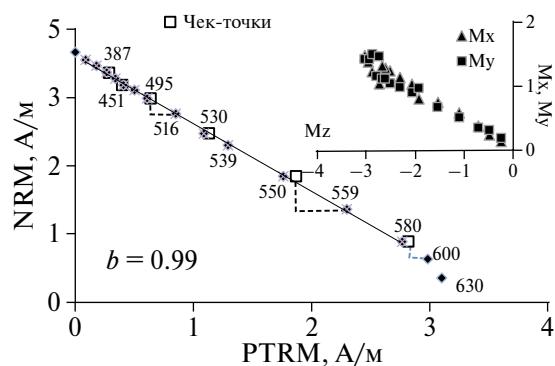
K17-8, K17-9 и K19-11 (табл. 5). Четыре определения имеют высокий коэффициент качества $q = 16.7-68.1$, для образца K19-11 $q = 4.65$, т.е. несколько меньше предельного ($q = 5$). Однако результат определения $H_{др} = 49.5$ мкТл по этому образцу также был включен в анализ, т.к. отличался от среднего по остальным 4 определениям менее, чем на 6%.



(г)



(д)



(е)

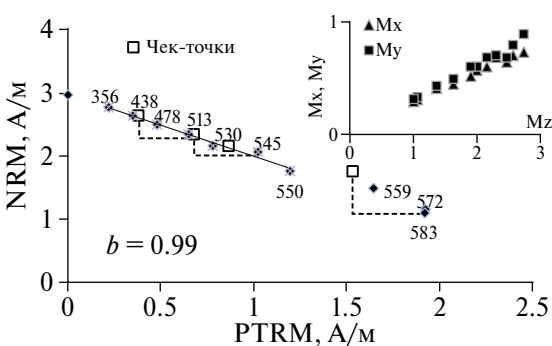


Рис. 6. Результаты термочистки, размагничивания NRM и образования pTRM в циклах Телье (слева) и диаграммы Арай–Нагата и Зийдервельда (справа) для образцов лав ТТИ-50 (а) и вулкана Авачинский (б)–(е): (б) – поток Л1; (в) – поток Л2; (г), (д), (е) – поток Л3.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОЛОЖЕНИЯ ДРЕВНЕГО ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЮСА

Размагничивание переменным магнитным полем и температурой показало (рис. 7), что NRM большинства образцов практически однокомпонентна. Вследствие этого, для определения склонения ($D_{др}$) и наклонения ($J_{др}$) древнего

магнитного поля ($H_{др}$) по намагниченности пород использовалось направление естественной остаточной намагниченности после чистки переменным магнитным полем с амплитудой 10 мТл. Вязкая и наведенная лабораторная компоненты намагниченности при этом размагничивались. Результаты показаны в табл. 5.

Таблица 4. Результаты определения палеонапряженности методом Телье–Кое по образцам лав ТТИ-50 и вулкана Авачинский (Камчатка)

№ обр	T_1-T_2 , °C	N	q	g	f	b	DRAT _{max} , %	$H_{\text{лаб}}$, мкТл	$H_{\text{др}}$, мкТл
Толбачинское Трещинное извержение (ТТИ-50)									
K17-14/1	209–345	6	13.75	0.760	0.790	1.14±0.04	2.77	50	56.8±2.2
K17-14/2	150–378	10	39.34	0.871	0.915	1.00±0.02	1.7	53	53.1±1.1
K17-14/3	150–378	9	40.70	0.870	0.877	1.03±0.02	1.8	53	55.1±1.0
K17-14/5	150–378	10	40.56	0.869	0.925	1.02±0.02	2.36	53	54.1±1.0
Вулкан Авачинский Лавовый поток Л1									
K17-6/5	193–487	9	57.2	0.914	0.693	1.08±0.01	5.7	50	54.0±0.6
K17-6/7	195–515	10	14.52	0.928	0.632	1.02±0.04	8.2	50	50.7±2.1
K17-6/8	195–515	10	30.4	0.920	0.727	1.03±0.02	7.4	50	51.6±1.1
Лавовый поток Л2									
K17-3/5	375–536	6	4.87	0.785	0.612	1.06±0.18	7.6	50	53.0±8.5
K17-3/6	390–511	6	3.89	0.777	0.494	1.09±0.13	12.9	50	54.5±6.4
K17-7/5	441–544	7	9.24	0.916	0.391	1.07±0.04	2.5	50	53.6±2.1
K17-7/6	409–544	8	5.01	0.836	0.511	1.14±0.10	4.4	50	57.1±4.9
Лавовый поток Л3									
K17-8/4	298–557	9	16.7	0.890	0.832	1.08±0.05	1.0	50	54.1±2.0
K17-8/6	208–580	13	62.6	0.858	0.887	1.01±0.01	2.3	50	50.3±0.6
K17-9/7	108–576	11	26.3	0.900	0.826	1.14±0.03	1.2	50	56.7±1.6
K17-9/8	208–580	13	68.1	0.930	0.727	0.99±0.01	2.5	50	49.7±0.5
K19-11/3	356–550	7	4.65	0.809	0.341	0.99±0.06	6.1	50	49.5±3.0

Примечания: T_1-T_2 – интервал температур, по которому определялась палеонапряженность; N – количество точек, используемых для линейной аппроксимации на диаграмме Арай–Нагата; q – коэффициент качества [Coe et al., 1978]; g – равномерность точек на диаграмме; f – часть естественной намагниченности, по которой определялась палеонапряженность; b – коэффициент линейной аппроксимации; DRAT – параметр, характеризующий минералогические изменения при проведении процедур Телье [Selkin, Таухе, 2000]; $H_{\text{лаб}}$ – величина магнитного поля в экспериментах Телье; $H_{\text{др}}$ – расчетное значение палеонапряженности.

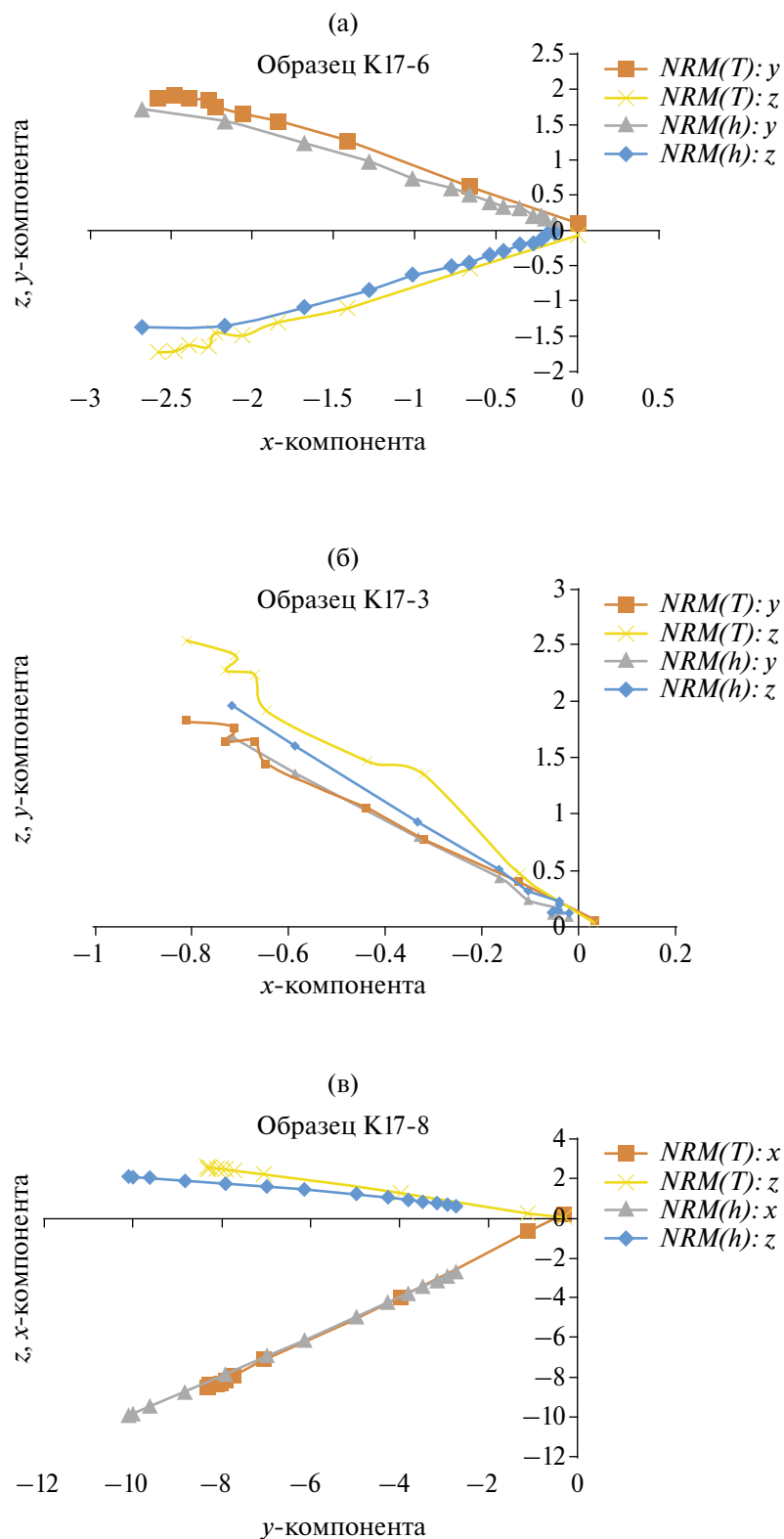


Рис. 7. Примеры диаграмм Зийдверельда, иллюстрирующие результаты размагничивания образцов лав вулкана Авачинский переменным магнитным полем — $NRM(h)$ и температурой (термочистка) — $NRM(T)$: (а) — поток Л1, (б) — поток Л2, (в) — поток Л3.

Таблица 5. Результаты определения параметров древнего магнитного поля по изверженным породам вулкана Авачинский (Камчатка)

Номер образца (поток)	N	$J_{\text{др}}$, град	$D_{\text{др}}$, град	α_{95} , град	K	Plat, град	Plong, град	dm, град	dp, град	$\langle H_{\text{др}} \rangle$, мкТл (n)	VADM, $10^{22} \text{ A} \cdot \text{м}^2$	VDM, $10^{22} \text{ A} \cdot \text{м}^2$
K17-6 (Л1)	5	55.6	24.4	0.7	12 774	65.9	284.1	1.0	0.7	52.1 ± 1.27 (3)	7.9 ± 0.2	9.5 ± 0.4
K17-3, K17-7 (Л2)	11	60.9	15.4	13.4	351	74.7	290.2	20.5	15.7	54.6 ± 1.28 (4)	8.29 ± 0.19	9.03 ± 0.5
K17-9, K19-11, 12 (Л3)	29	68.7	342.5	5.8	456	79.3	69.3	9.8	8.3	52.1 ± 1.6 (5)	7.9 ± 0.4	7.9 ± 0.5
Прорыв Пийпа 1966 г.		67.3	3.9	Из работы [Латышев и др., 2017]								
Среднее для группы “О + Псевдотуйла” < 310 л.н.		68.7	4.2									
Вулкан Толбачик 1400–1186 г.г. н.э.		72.9	10.1									

Примечания: N – количество определений палеонаправления геомагнитного поля; $J_{\text{др}}$ и $D_{\text{др}}$ – средние значения наклонения и склонения по потокам; α_{95} , K – параметры статистики Фишера [Fisher, 1953]; Plat, Plong – координаты палеополюсов; dm, dp – полуоси овала доверия для палеомагнитного полюса; $\langle H_{\text{др}} \rangle$ (n) – среднее значение палеонапряженности (количество определений палеонапряженности); VADM – аксиальный дипольный магнитный момент; VDM – дипольный магнитный момент.

Склонение и наклонение, определенные по 5 дублям обр. K17-6 (поток Л1), равны $D_{\text{др}} = 24.4^\circ$ и $J_{\text{др}} = 55.6^\circ$, для образцов K17-3 (2 дубля) и K17-7 (9 дублей) потока Л2 $D_{\text{др}} = 15.1^\circ$, $J_{\text{др}} = 62.8^\circ$. Значения направления магнитного поля во время образования потоков Л1 и Л2 оказались близки, склонение восточное.

Направление древнего магнитного поля, полученное по 3 образцам потока Л3 (29 определений), имеет западное склонение: $\langle D_{\text{др}} \rangle = 345.2^\circ \pm 9^\circ$, $\langle J_{\text{др}} \rangle = 69.2^\circ \pm 2^\circ$ (см. рис. 8, табл. 5).

В табл. 5 приведены координаты виртуального геомагнитного полюса (Plat, Plong), рассчитанные по $J_{\text{др}}$ и $D_{\text{др}}$ для 3-х опробованных потоков, на рис. 9 – положения виртуального геомагнитного полюса (ВГП) в стереографической проекции. Видно, что во время формирования потоков Л1 и Л2 ВГП находился

в 4-м квадранте, во время формирования потока Л3 – в 1-м квадранте.

УТОЧНЕНИЕ ВОЗРАСТА ЛАВОВЫХ ПОТОКОВ ВУЛКАНА АВАЧИНСКИЙ

Зная величину виртуального дипольного магнитного момента Земли (VADM и VDM) и положение виртуального геомагнитного полюса (Plat и Plong) (табл. 5), попытаемся уточнить возраст лавовых потоков, используя имеющиеся на настоящее время опубликованные данные о вариациях геомагнитного поля [Nilsson et al., 2010; 2014; Бурлацкая, 2007; Knudsen et al., 2008; Латышев и др., 2017] и геологические материалы.

По результатам тефрохронологических исследований [Базанова и др., 2001; 2003] формирование Молодого конуса вулкана Авачинский началось 3800 л.н. На протяжении последних

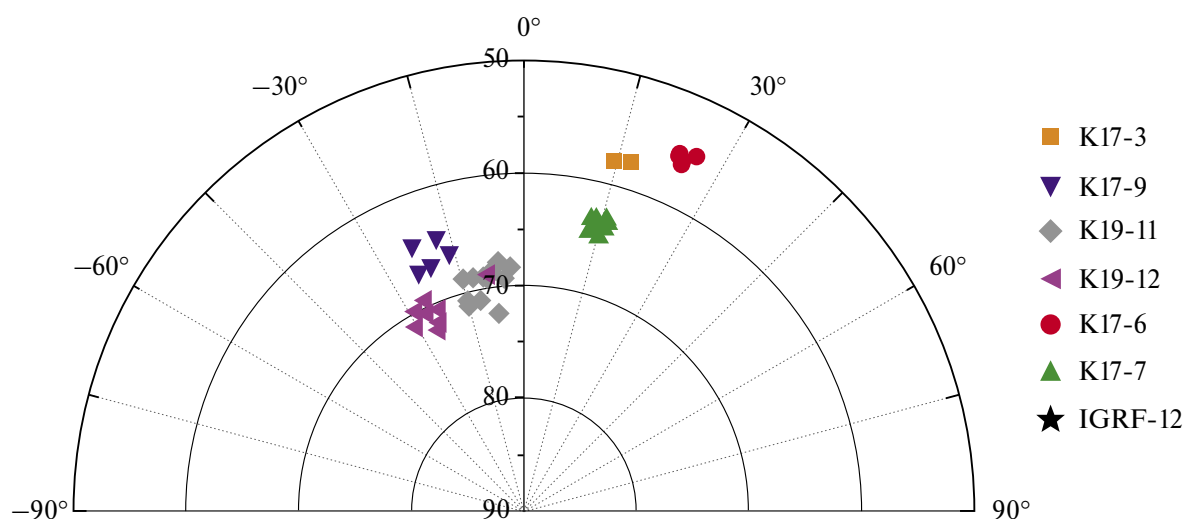


Рис. 8. Направления NRM образцов из трех лавовых потоков Л1, Л2 и Л3 вулкана Авачинский в географической системе координат (Л1 – К17-6; Л2 – К17-3, К17-7; Л3 – К17-9, К19-11, К19-12; черная звезда – направление главного геомагнитного поля по модели IGRF-12 в месте отбора образцов).

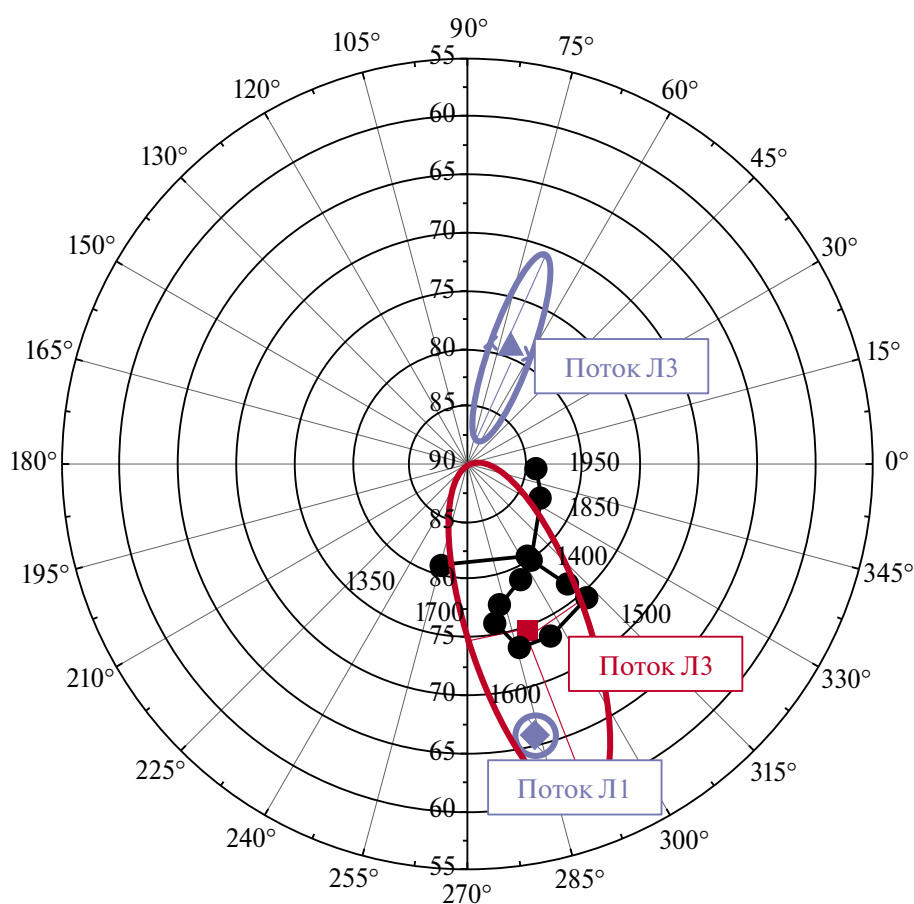


Рис. 9. ВГП по образцам из лавовых потоков Л1-Л3. Черные точки – положение палеополуса с 10 по 20 век н.э. по данным работы [Бурлацкая, 2007], цифрами около точек указаны годы.

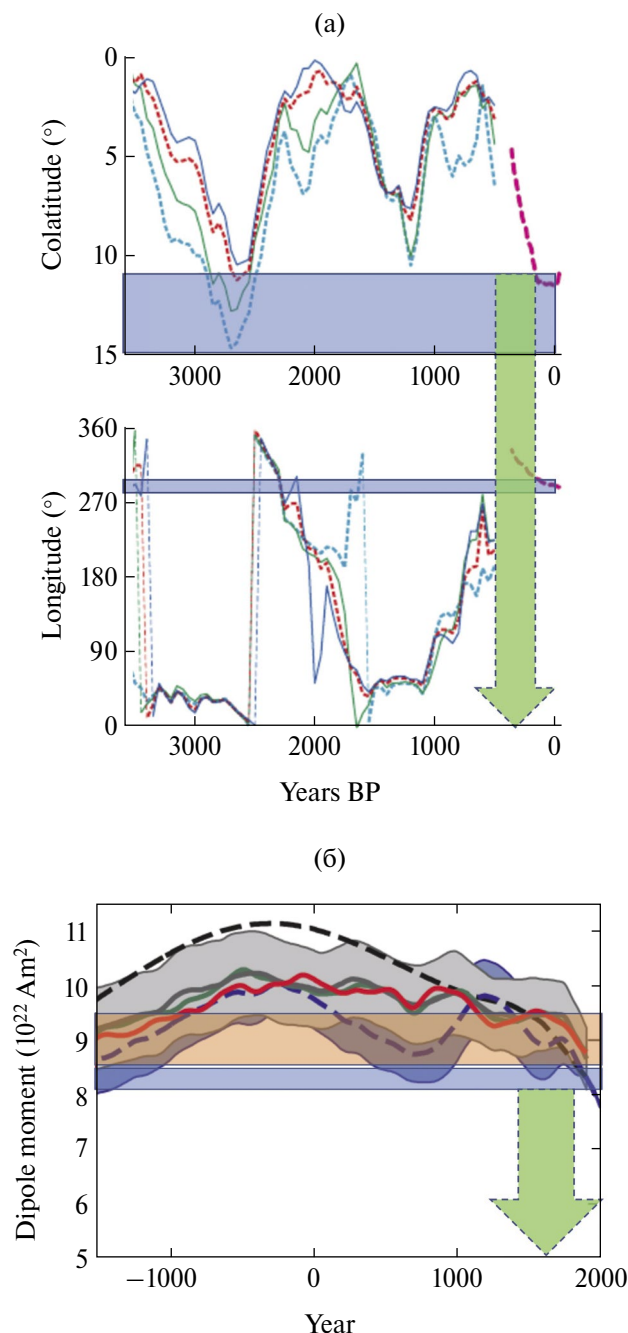


Рис. 10. Сопоставление данных ВГП (голубые прямоугольники), полученных по образцам лав вулкана Авачинский (поток Л2), с вариациями координат геомагнитного поля за последние 3500 лет по работе [Nilsson et al., 2010] – (а), а также VDM (оранжевый прямоугольник) и VADM (голубой прямоугольник) – с дипольным моментом Земли по работе [Nilsson et al., 2014] – (б). Стрелкой показан наиболее вероятный возраст лавового потока Л2.

3500 лет лавовые потоки при извержениях разной силы обычно не выходили за пределы подножия Молодого конуса. Лишь иногда, как во время извержений ~700 и 1000 л.н., они спускались в истоки рек Сухая Халактырская и Желтуха. Их длина достигала 4–6 км. К таким потокам относятся опробованные нами Л1 и Л2 (рис. 1а).

К сожалению, попытки их датирования тефрохронологическим методом не принесли результатов из-за отсутствия здесь почвенно-пирокластического чехла.

По имеющимся сведениям [Постельс, 1836; Заварицкий, 1935; и др.] лавовый поток Л1 сформировался в ходе исторического извержения вулкана

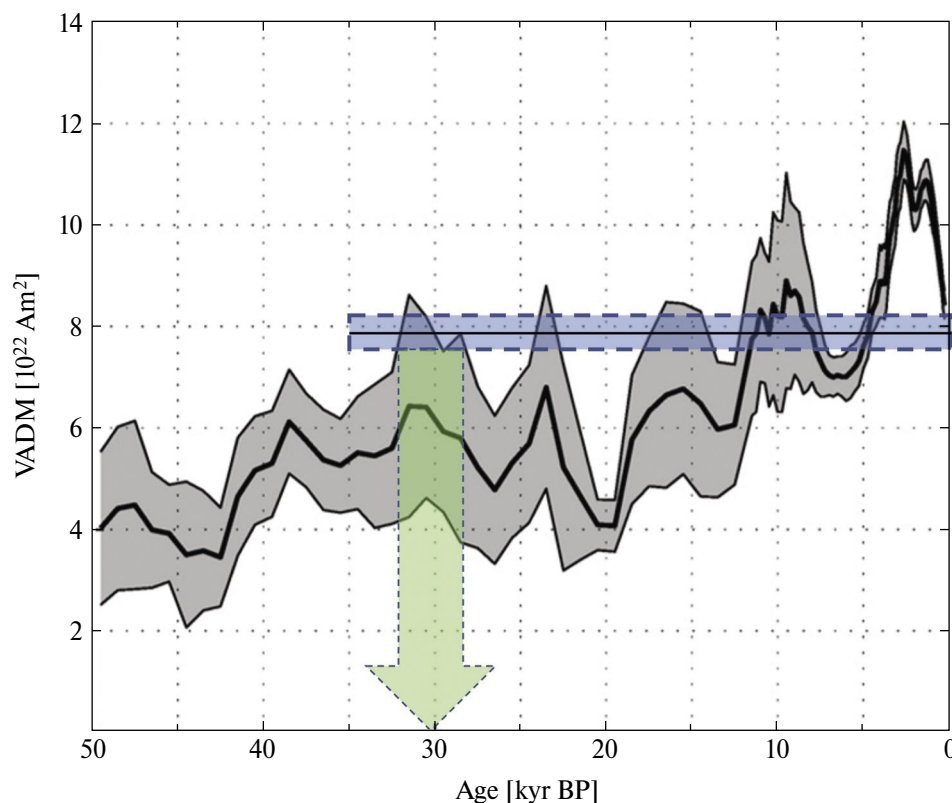


Рис. 11. Сравнение дипольного магнитного момента, полученного по образцам K17-8, 9 и K19-11 вулкана Авачинский (лавовый поток Л3), с изменением аксиального дипольного момента Земли за последние 50000 лет по работе [Knudsen et al., 2008], штриховые прямые — полученное нами значение VADM и диапазон погрешности. Стрелочкой показан наиболее вероятный возраст лавового потока Л3.

1827 г. Сомнения в достоверности таких представлений о характере этого извержения, высказанные в работе [Мелекесцев и др., 1993], в дальнейшем не подтвердились в ходе дополнительных геологических наблюдений. Данные о магнитном поле (табл. 5), полученные по образцу K17-6 (Л1), также свидетельствуют в пользу первого утверждения. $H_{\text{др}} = 52.1 \pm 1.27$, определенное по образцу K17-6 потока Л1, равно в пределах погрешности расчетному значению $H_{\text{IGRF}} = 52.11$ для эпохи 1900 г [<https://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/wdc/Sec2.html>] в месте палеомагнитного опробования этого потока. $VDM = (9.5 \pm 0.4) \cdot 10^{22} \text{ A} \cdot \text{м}^2$, рассчитанный по образцу K17-6 (поток Л1) в предположении дипольности магнитного поля Земли, оказался больше не только современного дипольного магнитного момента Земли, но и на 10% больше такового для 1835 г. ($M = 8.56 \cdot 10^{22} \text{ A} \cdot \text{м}^2$) по данным [<http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/index.html>].

Склонение магнитного поля, определенное по дублям образца K17-6 (Л1), равно 24.4° . К сожалению, данных о магнитном поле Камчатки для этой эпохи нет. Склонение магнитного поля, рассчитанное по модели IGRF [<https://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/index.html>]

эпохи 1900 г. для района отбора образца из потока Л1 равно 27° , что довольно близко к определенному нами значению. Однако наклонение $J_{\text{др}} = 55.6^\circ$ оказалось несколько меньше $J_{\text{IGRF}(1900)} = 63.2^\circ$. Возможно, такое отличие связано с вариациями геомагнитного поля за 80 лет, возможно — с большой погрешностью определения наклонения, из-за того, что оно было проведено всего по одному образцу из потока. Возможен также вклад недипольной составляющей геомагнитного поля.

По взаимоотношению в разрезе лавовый поток Л2 древнее потока Л1. Это подтверждается и магнитными данными. Наблюдения за последние 120 лет [<http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/index.html>], а также палеомагнитные данные за последние 2000 лет [Nilsson et al., 2014] показывают, что величина дипольного магнитного момента Земли убывает. $H_{\text{др}} = 52.1 \pm 1.27$ мкТл, $VADM = (7.92 \pm 0.19) \cdot 10^{22} \text{ A} \cdot \text{м}^2$, определенный нами по Л1, оказался несколько меньше, чем определенный по Л2: $H_{\text{др}} = 54.6 \pm 1.28$ мкТл, $VADM = (8.29 \pm 0.19) \cdot 10^{22} \text{ A} \cdot \text{м}^2$ (табл. 5). Согласно [Nilsson et al., 2014], Земля могла иметь такой

дипольный магнитный момент, примерно в интервале 300–1500 л.н. (см. рис. 10). Склонение геомагнитного поля, определенное по образцам потока Л2, северо-восточное ($\langle D_{др} \rangle = 15.1^\circ$), наклонение $\langle J_{др} \rangle = 62.8^\circ$. Согласно [Латышев и др., 2017], в период с 1400 г. и до настоящего времени геомагнитное поле Камчатки характеризовалось восточным склонением ($3.9\text{--}10.1^\circ$), наклонение изменялось в пределах ($67.3\text{--}72.9^\circ$). Виртуальный геомагнитный полюс ($Plat = 76.6^\circ$, $Plong = 285^\circ$), определенный нами по потоку Л2, находится в 4-м квадранте и довольно близок к положению ВГП в 1400–1700 г. н.э. по археомагнитным данным [Бурлацкая, 2007] (рис. 9), что согласуется с палеоданными [Nilsson et al., 2010] (рис. 10). Таким образом, можно сделать вывод, что лавовый поток Л2 сформировался ~300–600 л.н. и связан с одним из сильных извержений этого времени, установленных в ходе детальной реконструкции голоценовой эруптивной активности Авачинского вулкана и датированных по возрастной модели как: Av138 – 338 ± 57 л.н., Av135 – 508 ± 33 л.н., Av134 – 533 ± 16 л.н., Av128 – 584 ± 19 л.н. [Krashennnikov et al., 2020].

Возраст лавового потока Л3, опробованного на гребне соммы (рис. 1б, табл. 1), по геологическим данным [Мелекесцев и др., 1991] более 29–30 тыс. лет. По образцам потока Л3 (табл. 5) $VADM = (7.9 \pm 0.4) \cdot 10^{22} \text{ А} \cdot \text{м}^2$ и $VDM = (7.9 \pm 0.5) \cdot 10^{22} \text{ А} \cdot \text{м}^2$ очень близки современному дипольному магнитному моменту Земли $M = 7.7 \cdot 10^{22} \text{ А} \cdot \text{м}^2$.

Согласно работе [Knudsen et al., 2008], магнитное поле Земли в интервале от 29 до 50 тыс. л.н. имело такую интенсивность только 29–32 тыс. л.н. (рис. 11). Учитывая возраст отложений обвальная лавины $29\,900 \pm 900 \text{ }^{14}\text{С}$ л.н. [Мелекесцев и др., 1991], связанной с катастрофическим разрушением Авачинского вулкана, можно оценить возраст лавового потока Л3 в 30–32 тыс. лет.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Исследования магнитных свойств и минералогии ферримангнитных зерен, а также свойств естественной остаточной намагниченности коллекций образцов из лавовых потоков вулкана Авачинский и Толбачинского Трещинного извержения 2012–2013 гг. (ТТИ-50) позволили получить достаточно надежные данные о величине и направлении геомагнитного поля времени образования лавовых потоков.

2. На примере современного лавового потока ТТИ-50 показана надежность методики

определения палеонапряженности геомагнитного поля по остаточной намагниченности изверженных пород. Отличие расчетного значения $H_{др}$ величины магнитного поля от IGRF12 не превышает 3%.

3. Путем сравнения палеомагнитных данных, полученных по намагниченности пород трех лавовых потоков вулкана Авачинский, с литературными данными вариаций геомагнитного поля уточнен возраст этих потоков.

Поток Л1 (обр. К17-6) относится к извержению вулкана 1827 г. Характеристики геомагнитного поля $H_{др} = (52.1 \pm 1.27) \text{ мкТл}$, $VADM = (7.9 \pm 0.2) \cdot 10^{22} \text{ А} \cdot \text{м}^2$, $VDM = (9.5 \pm 0.4) \cdot 10^{22} \text{ А} \cdot \text{м}^2$, $Plat = 65.9^\circ$, $Plong = 284.1^\circ$ близки к магнитному моменту и положению магнитного полюса для 1835 г. по [Rikitake, 1966; <http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/index.html>].

Поток Л2 (образцы К17-3 и К17-7) сформировался 300–600 л.н., когда геомагнитное поле имело следующие характеристики: $H_{др} = (54.6 \pm 1.28) \text{ мкТл}$, $VDM = (9.03 \pm 0.5) \cdot 10^{22} \text{ А} \cdot \text{м}^2$, $VADM = (8.29 \pm 0.19) \cdot 10^{22} \text{ А} \cdot \text{м}^2$, $Plat = 74.7^\circ$, $Plong = 290.2^\circ$.

Поток Л3 (образцы К17-8, К17-9, К19-11 и К19-12) относится к извержению, которое произошло 30–32 тыс. лет назад. Величина магнитного момента Земли в то время была близка к современной.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научных проектов № 16-05-00144 и № 20-05-00573.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аверьянов В.С., Штейнберг Г.С. Использование вариаций магнитного поля Земли для оценки возраста Авачинского вулкана. Проблемы изучения палеогеомагнитных вариаций магнитного поля Земли // Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1979. С. 61–67.
- Алыпова О.М. Палеомагнетизм лав Ключевской группы вулканов и ее фундамента // Бюлл. вулканологических станций. 1967. № 43. С. 27–43.
- Базанова Л.И., Брайцева О.А., Пузанков М.Ю., Сулержицкий Л.Д. Катастрофические плинианские извержения начальной фазы формирования молодого конуса вулкана Авачинский (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2003. № 5. С. 20–40.
- Базанова Л.И., Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Пузанков М.Ю. Потенциальная опасность от извержений Авачинского вулкана. Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск-Камчатский: ИВГиГ ДВО РАН. 2001. 428 с.

- Брайцева О.А., Егорова И.А., Несмачный И.А., Селян-гин О.Б., Сулержицкий Л.Д. Тейфхронологическое датирование лавовых комплексов и реконструкция истории формирования современного вулкана // Бюллетень вулканологических станций. 1978. № 55. С. 41–53.
- Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Пономарева В.В., Сулержицкий Л.Д., Литасова С.Н. Возраст действующих вулканов Курило-Камчатского региона // Вулканология и сейсмология. 1994. № 4-5. С. 5–32.
- Бурлацкая С.П. Археоматнетизм: Структура и эволюция магнитного поля Земли. М.: ГЕОС. 2007. 344 с.
- Добрецова Ю.Г., Зубов А.Г., Кочегура В.В. Стратиграфическая корреляция голоценовых отложений Камчатки по палеокововым вариациям. Методы палеоматнетизма в решении геологических задач (на примере Дальнего Востока): материалы I Дальневосточного семинара по палеоматнетизму и магнетизму горных пород. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1982. С. 189–193.
- Жидков Г.В., Щербаков В.П., Долотов А.В., Смирнов М.А., Овсянников А.А., Плечов П.Ю. Тестовые определения палеонапряженности на исторических лавах Камчатки // Физика Земли. 2017. № 1. С. 171–182. DOI: 10.7868/S0002333716060132
- Заварицкий А.Н. Вулкан Авача на Камчатке и его состояние летом 1931 г. Труды ЦНИГРИ. Вып. 35. М.-Л. 1935. 35 с.
- Кочегура В.В., Зубов А.Г., Брайцева О.А. Магнитостратиграфия голоценовых почвенно-пирокластических образований Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1986. № 6. С. 3–17.
- Латышев А.В., Кушелевич Д.О., Пономарева В.В., Певзнер М.М., Федюкин И.В. Вековые вариации геоматнетического поля последних 4000 лет, записанные в лавах и пирокластике Северной группы вулканов Камчатки: новые данные // Физика Земли. 2017. № 5. С. 139–148.
- Мелекесцев И.В., Литасова С.Н., Сулержицкий Л.Д. О возрасте и масштабе катастрофических извержений типа направленного взрыва вулкана Авачинский (Камчатка) в позднем плейстоцене // Вулканология и сейсмология. 1991. № 2. С. 3–11.
- Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Двигало В.Н., Базанова Л.И. Исторические извержения Авачинского вулкана на Камчатке (попытка современной интерпретации и классификации для долгосрочного прогноза типов и параметров будущих извержений). Часть I (1737–1909 гг.) // Вулканология и сейсмология. 1993. № 6. С. 13–27.
- Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Двигало В.Н., Базанова Л.И. Исторические извержения Авачинского вулкана на Камчатке (попытка современной интерпретации и классификации для долгосрочного прогноза типов и параметров будущих извержений). Часть II (1926–1991 гг.) // Вулканология и сейсмология. 1994. № 2. С. 3–23.
- Нагата Т. Магнетизм горных пород. М.: Мир. 1965. 348 с.
- Сергеев С.А., Пушкарев Ю.Д., Лохов К.И., Сергеев Д.С. Обзор современных методов изотопной геохронологии (составная часть Геохронологического Атласа). СПб.: изд-во ВСЕГЕИ. 2015. 31 с.
- Постельс А. Путешествие вокруг света, совершенное на военном шлюпе “Сенявине” в 1826, 1827, 1828 и 1829 годах Флота Капитаном Федором Литке. Часть III. СПб. 1836. 274 с.
- Chadima M., Hrouda F. Remasoft 3.0: a user-friendly paleomagnetic data browser and analyzer // Travaux Geophysiques. 2006. V. XXVII. P. 20–21.
- Coe R.S. The determination of paleointensities of the Earth’s magnetic field with emphasis on mechanism which could cause nonideal behavior in Thellier’s method // J. Geomag., Geoelectr. 1967. V. 19. P. 157.
- 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 // Journal of Geophysical Research. 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 Composition Dependence // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1977. V. 13. P. 260–267. [http://dx.doi.org/10.1016/0031-9201\(77\)90108-X](http://dx.doi.org/10.1016/0031-9201(77)90108-X)
- Dunlop D. Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc), 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data // J. Geophys. Res. 2002. V. 107(B3). P. 2056. doi:10.1029/2001JB000486.
- Fisher R.A. Dispersion on a Sphere // Proceedings of the Royal Society of London A. 1953. V. 217. № 1130. P. 295–305. doi:10.1098/rspa.1953.0064
- Korte M., Constable C., Donadini F., Holme R. Reconstructing the Holocene geomagnetic field // Earth and Planetary Science Letters. 2011. V. 312. P. 497–505.
- Knudsen M.F., Riisager P., Donadini F., Snowball I., Muscheler R., Korhonen K., Pesonen L.J. Variations in the geomagnetic dipole moment during the Holocene and the past 50 kyr // Earth planet. Sci. Lett. 2008. V. 272. P. 319–329.
- Krashenninnikov S.P., Bazanova L.I., Ponomareva V.V., Portnyagin M.V. Detailed tephrochronology and composition of major Lateglacial and Holocene eruptions from Avachinsky, Kozelsky, and Koryaksky volcanoes in Kamchatka // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2020. V. 408. P. 107088. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2020.107088>
- Moskowitz B.M. Methods for estimating Curie temperatures of titanomaghemites from experimental Js-T data // Earth Planet. Sci. Lett. 1981. V. 53. P. 84–88. doi:10.1016/0012-821X(81)90028-5
- Nilsson A., I. Snowball R. Muscheler, Uvo C.B. Holocene geocentric dipole tilt model constrained by sedimentary paleomagnetic data // Geochem. Geophys. Geosyst. 2010. V. 11. P. Q08018. doi:10.1029/2010GC003118.
- Nilsson A., Holme R., Korte M., Suttie N., Hill M. Reconstructing Holocene geomagnetic field variation: new methods, models and implications // Geophys. J. Int. 2014. V. 198. P. 229–248. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu120>

- Panovska S., Constable C. G., Korte M.* Extending global continuous geomagnetic field reconstructions on timescales beyond human civilization // *Geochemistry Geophysics Geosystems (G3)*. 2018. V. 19(12). P. 4757–4772. <http://doi.org/10.1029/2018GC007966>
- Prévôt M., Mankinen E.A., Coe R., Grommé C.S.* The Steens Mountain (Oregon) geomagnetic polarity transition: 2. Field intensity variations and discussion of reversal models // *Journal of Geophysical Research*. 1985. V. 90. № B12. P. 10417–10448.
- Rikitake T.* Electromagnetism and the Earth's Interior. Amsterdam: Elsevier Pub. Co. 1966. Chap. 15. P. 221–230.
- Selkin P.A., Tauxe L.* Long-term variations in palaeointensity // *Philos. Trans. R. Soc. London: Ser. A*. 2000. V. 358. № 1768. P. 1065–1088. doi 10.1098/rsta.2000.0574
- Thébault E., Finlay C.C., Beggan C.D. et al.* International Geomagnetic Reference Field: the 12th generation // *Earth. Planet. Sp.* 2015. V. 67. № 79. <https://doi.org/10.1186/s40623-015-0228-9>
- <https://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/igrf/index.html>

Dating of Lava Flows of the Avacha Volcano, Kamchatka, from Paleomagnetic Data

V. I. Maksimochkin^{a, *} L. I. Bazanova^{b, **}, and Yu. V. Sleptsova^{c, ***}

^a*Faculty of Physics, Moscow State University, Moscow, 119991 Russia*

^b*Institute of Volcanology and Seismology, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatskii, 683006 Russia*

^c*Department of Earth and Environmental Sciences, Ludwig Maximilians Universität, Munich, 80333 Germany*

*e-mail: maxvi@physics.msu.ru

**e-mail: bazanova.li@mail.ru

***e-mail: syv18@mail.ru

Received April 21, 2023

revised July 22, 2023

accepted July 23, 2023

Abstract – The paleodirection and paleointensity of the geomagnetic field are determined in seven andesibasalt–basalt samples from three lava flows (L1–L3) of the Avacha volcano. The reliability of the Thellier–Coe method for geomagnetic field paleointensity determination is demonstrated on the sample from the modern lava flow TTI-50 (the Tolbachik Fissure Eruption): the difference between the calculated H_{an} and IGRF12 values is within 3% with a quality factor $q > 13$. The age of lava flows L1–L3 is refined using paleomagnetic data. Flows L1, L2 of the Young Cone were formed in 1827 and 300–600 years ago, respectively, and the age of flow L3 on the crest of the somma is determined at 30–32 ka, which agrees with the known age estimate (^{14}C dating) of the avalanche associated with the catastrophic destruction of the Avacha volcano $29\,900 \pm 900$ years ago.

Keywords: geomagnetic field, Holocene, paleointensity, Thellier method, paleosecular variation, age of a lava flow, Avacha volcano, Kamchatka

УДК 550.383.37

ВЛИЯНИЕ АКУСТИЧЕСКОГО РЕЗОНАНСА В АТМОСФЕРЕ, ВОЗБУЖДАЕМОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ И ИЗВЕРЖЕНИЯМИ ВУЛКАНОВ, НА ИОНОСФЕРУ И ГЕОМАГНИТНОЕ ПОЛЕ

© 2024 г. В. В. Сурков^{1,2, *}, В. А. Пилипенко¹

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

²Институт Земного Магнетизма, Ионосферы и Радиоволн РАН, г. Троицк, г. Москва, Россия

*E-mail: surkovvadim@yandex.ru

Поступила в редакцию 08.03.2023 г.

После доработки 27.06.2023 г.

Принята к публикации 17.07.2023 г.

После сильных землетрясений и извержений вулканов иногда наблюдались геомагнитные колебания с частотами 3.5–4.0 мГц. В данной работе теоретически исследуется возможная причина этих явлений, связанная с вертикальным акустическим резонансом между поверхностью земли и термосферой, возникающим при распространении атмосферной волны, отвечающей акустической ветви, которая генерируется смещениями поверхности земли. В рамках плоско-слоистой модели атмосферы и ионосферы с наклонным геомагнитным полем рассматривается распространение двумерной гармонической акустической волны. Высота отражающего атмосферного слоя соответствует области резкого изменения температуры вблизи границы термосферы ~80–90 км. При этом рассчитанная частота основной моды акустического резонанса близка к частотам наблюдаемых колебаний. Решение этой задачи используется для расчета токов и электромагнитных возмущений в атмосфере и ионосфере. *E*-слой ионосферы рассматривается в приближении тонкого слоя. В этом приближении выведены формулы, описывающие геомагнитные возмущения (ГМВ) в ионосфере и на земной поверхности. В спектре ГМВ содержится резкий максимум на частоте, отвечающей акустическому резонансу. Согласно расчетам, вблизи резонансной частоты спектральная мощность ГМВ на земле может достигать значений 5–30 нТл²/Гц, что согласуется с результатами наземных измерений.

Ключевые слова: землетрясения, извержения вулкана, атмосферные волны, акустический резонанс, геомагнитные пульсации.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0002333724010042>, **EDN:** ELIERN

ВВЕДЕНИЕ

Извержения вулканов и землетрясения приводят к возбуждению атмосферных акустико-гравитационных волн (АГВ) с периодами от нескольких минут до первых часов. Модуляция ионосферы этими волнами дает возможность планетарной регистрации ионосферного отклика на катастрофические геофизические явления с помощью глобальных навигационных спутниковых систем (ГНСС) [Ясюкевич и др., 2013; Astafyeva et al., 2022]. Если волновые движения захватывают проводящий *E*-слой ионосферы (высоты порядка 90–120 км), то они сопровождаются геомагнитными возмущениями [Куницын, Шалимов, 2011; Zettergren, Snively, 2015].

Наряду с этими, повсеместно наблюдаемыми и хорошо известными волновыми эффектами, геофизические явления с большим выделением энергии — землетрясения и извержения вулканов, могут возбуждать и довольно редкие электромагнитные колебания, такие как специфические Pc5 пульсации (частоты порядка первых мГц), длящиеся до нескольких часов. В отличие от магнитосферных крупномасштабных Pc5 пульсаций эти колебания пространственно локализованы в окрестности эпицентра землетрясения или извержения вулкана. Например, спустя 12 мин после Суматрского землетрясения 2004 г. наблюдались пространственно-локализованные магнитные пульсации с центральной частотой 3.6 мГц на расстоянии до 1500 км

от эпицентра [Iyemori et al., 2005]. Аналогичные периодические пульсации после сильных землетрясений наблюдались и в полном электронном содержании (ПЭС) ионосферы [Choosakul et al., 2009; Saito et al., 2011]. Извержение вулкана Тонга 2022 г. привело не только к дальнему распространению атмосферной волны Лэмба, но и к возбуждению ряда специфических ионосферных [Themens et al., 2022; Zhang et al., 2022] и геомагнитных возмущений [Harting et al., 2022; Gavrillov et al., 2022] разных частотных диапазонов. По данным магнитометров в тихоокеанском регионе зарегистрированы после начала извержения вулкана Тонга 2022 г. на удалениях не более ~800 км геомагнитные колебания с частотой 3.5–4.0 мГц длившиеся в течение ~1.5 ч [Yamazaki et al., 2022; Мартинес-Беденко и др., 2023].

Эти гармонические колебания в окрестности эпицентра землетрясения или области извержения связывают с вертикальным акустическим резонансом (ВАР). Возможность возбуждения низкочастотного ВАР в атмосфере во время мощных геофизических явлений была предсказана теоретически в работах [Tahira, 1995; Longnonné et al., 1998; Nishida et al., 2000; Shinagawa et al., 2007]. Из этих исследований следует, что данное явление может возникать при почти вертикальном распространении акустико-гравитационной волны (АГВ), которая возбуждается вследствие вертикальных колебаний земной поверхности, а затем испытывает частичное отражение на высотах термосферы. Численное моделирование распространения АГВ для различных высотных профилей температуры в атмосфере показало, что возбуждение ВАР между землей и термосферой возможно в определенном интервале длин волн, отвечающем акустической ветви АГВ [Matsumura, 2009]. Частота основной моды ВАР изменяется в диапазоне от 3.5 до 4 мГц в зависимости от атмосферных параметров. Из результатов этой численной модели следует, что собственные частоты резонансов не эквидистантны, поскольку, во-первых, эффективная высота отражения зависит от частоты волны, и, во-вторых, вертикальный профиль фазовой скорости АГВ неоднороден.

На возможность периодического геомагнитного отклика на ВАР в диапазоне Pc5 геомагнитных пульсаций после сейсмических событий впервые было указано в работе [Iyemori et al., 2005]. Поскольку период специфических Pc5 пульсаций существенно превышает максимально возможный период альвеновского резонатора

в области наблюдения, то эти колебания не могут быть связаны с возбуждением магнитосферного резонатора.

Теоретические предсказания и возможное влияние ВАР на низкочастотные спектры геомагнитных возмущений были проанализированы в работе [Iyemori et al., 2013] на основе барометрических и наземных магнитных измерений, полученных для ряда сейсмических событий. Во время землетрясения Iwate-Miyagi Nairiku с магнитудой $M = 7.2$, произошедшего в Японии в июне 2008 г., проводились барометрические измерения в обсерватории Mizusaw в 30 км от эпицентра землетрясения. Начальный пик вариаций приземного атмосферного давления ~0.1 гПа соответствовал моменту прихода сейсмических волн. Затем приблизительно через час наблюдались продолжительные колебания с амплитудой до 0.07 гПа, длящиеся в течение полутора часов. Именно эти колебания и связывают с возбуждением ВАР. Спектральная плотность энергии этих колебаний имела серию резких пиков в низкочастотной области. Наибольший из них ~0.4 гПа²/Гц наблюдался вблизи частоты 3.77 мГц (период 265 с), которая близка к частоте основной моды ВАР, предсказываемой теорией. Следующий пик с амплитудой ~0.05 гПа²/Гц имел частоту около 5 Гц, близкую к частоте первого обертона. Область, в которой наблюдался барометрический эффект ВАР, по-видимому, ограничена размером в сотни километров. Аналогичный эффект имел место после землетрясения в Чили ($M = 8.8$), произошедшего в феврале 2010 [Iyemori et al., 2013]. В спектре барометрических вариаций наблюдалось несколько пиков. Наибольший из них имел амплитуду ~1 гПа²/Гц с центральной частотой около 4 мГц (период 250 с).

Во время землетрясения Iwate-Miyagi Nairiku одновременно с барометрическими проводились магнитные измерения на станциях Memambetsu и Kakioka, расположенных приблизительно на расстояниях ~300 км от эпицентра. На обеих станциях в спектре геомагнитных вариаций были обнаружены несколько пиков, измеренных в том же временном промежутке, когда в обсерватории Mizusaw наблюдался ВАР. На станции Memambetsu частоты, отвечающие этим пикам, составили приблизительно 3.77, 4.55 и 5.41 мГц (периоды 265, 220 и 185 с соответственно), а на станции Kakioka они равны 4.55 и 5.56 мГц (периоды 220 и 180 с). Все эти величины близки, хотя и немного отличаются, к частотам пиков в спектрах барометрических вариаций.

Во время чилийского землетрясения магнитные наблюдения проводились на магнитных обсерваториях Huancaу и Ancon, расположенных в Перу на расстояниях ~2650 км от эпицентра землетрясения. Геомагнитные возмущения с частотами, характерными для ВАР, появились приблизительно через 15 мин после землетрясения. Таким образом, магнитный эффект акустического резонанса может наблюдаться в более широкой области. Предполагалось, что этот эффект может возникать из-за растекания горизонтальных ионосферных токов вдоль проводящего слоя ионосферы, выходящего за пределы области резонанса. Другая возможная причина заключается в том, что магнитные возмущения могут переноситься альвеновскими волнами в магнитно-сопряженную ионосферу [Iyemori et al., 2022; Shinbori et al., 2022].

Несмотря на неоднократные наблюдения геомагнитного эффекта акустического резонанса после сильных землетрясений, теоретического моделирования возмущения геомагнитного поля при таком атмосферном явлении не проводилось. В данной работе построена теоретическая модель, на основе которой сделаны аналитические оценки соотношения между вариациями приземного атмосферного давления и геомагнитного поля во время ВАР между поверхностью земли и термосферой.

АКУСТИЧЕСКИЙ РЕЗОНАНС В АТМОСФЕРЕ

В этом разделе будет построена теоретическая модель акустического резонанса, которая затем используется для исследования вызванных им ионосферных возмущений и токов. Для этого будут использованы некоторые упрощающие предположения, которые позволят получить аналитические результаты и проанализировать их зависимость от параметров атмосферы и ионосферы.

Рассмотрим атмосферную АГВ, возникающую в результате колебаний поверхности земли, вызванных сильным землетрясением или извержением вулкана. Расположим начало координат на поверхности земли и направим ось z вертикально вверх. Для упрощения задачи предположим, что волна двумерная и гармоническая, т.е. все величины не зависят от координаты y , а их зависимость от времени и координаты x определяется множителем $\exp(ikx - i\omega t)$, где ω — циклическая частота волны. В дальнейшем для упрощения записи будем опускать этот экспоненциальный множитель. Источник колебаний или

область, в которой наблюдался ВАР, по-видимому, ограничен размером в сотни километров [Iyemori et al., 2013]. Поэтому характерные значения горизонтального волнового числа k должны быть порядка величины, обратной размеру источника. Давление p и плотность атмосферы убывают с высотой по экспоненциальному закону $p \propto \exp(-z/H)$, где $H = c^2/(\gamma g)$ — высота однородной атмосферы (здесь c — скорость звука в атмосфере; γ — показатель адиабаты воздуха; g — ускорение свободного падения).

Исследование дисперсионных соотношений АГВ показывает, что в однородной атмосфере их низкочастотная ветвь — внутренние гравитационные волны (ВГВ), отделяется от высокочастотной ветви — акустических колебаний, полосой от частоты Брента–Вайсяля $\omega_g = (\gamma - 1)^{1/2} g/c$ до предельной акустической частоты $\omega_a = \gamma g/(2c)$ [Голицын, Кляцкин, 1967; Госсард, Хук, 1978]. Вертикальная w и горизонтальная u компоненты скорости газа и вариации давления p_1 в волне определяются из следующих дифференциальных уравнений [см., например, Сорокин и др., 2019; Sorokin et al., 2019]:

$$\frac{d^2 w}{dz^2} - \frac{1}{H} \frac{dw}{dz} + \left[\frac{\omega^2}{c^2} + k^2 \left(\frac{\omega_g^2}{\omega^2} - 1 \right) \right] w = 0, \quad (1)$$

$$u = \frac{ikc^2}{k^2 c^2 - \omega^2} \left(\frac{dw}{dz} - \frac{w}{\gamma H} \right), \quad (2)$$

$$p_1 = \frac{i\omega\gamma p}{k^2 c^2 - \omega^2} \left(\frac{dV_z}{dz} - \frac{V_z}{\gamma H} \right). \quad (3)$$

Параметры реальной атмосферы изменяются с высотой. Численное моделирование, использующее модель MSIS-E-90 стандартной атмосферы, показывает, что на некоторой частотно-зависимой высоте $h(\omega)$ акустическая волна может испытывать частичное отражение в частотном диапазоне в несколько миллигерц, которое приводит к возникновению ВАР [Matsumura, 2009].

Для того, чтобы получить аналитическое решение задачи и исследовать волновую структуру ВАР, рассмотрим идеализированную плоско-слоистую модель атмосферы (рис. 1). Атмосфера занимает слой $0 < z < L$, полупространство $z < 0$ представляет собой проводящую землю, а ионосфера и магнитосфера находятся в области $z > L$. Предполагается, что в области $0 < z < h$ скорость звука и ускорение свободного падения постоянны и равны c_1 и g_1 , соответственно, а в области $h < z < L$ они также постоянны и равны c_2 и g_2 . Фактически это означает, что параметры H

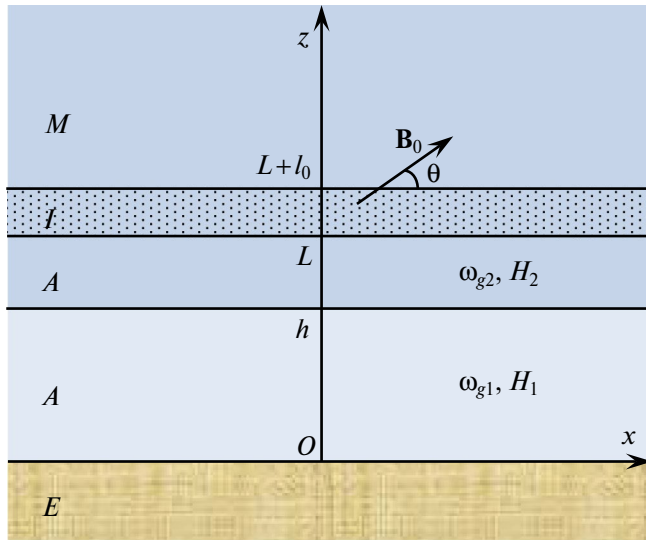


Рис. 1. Плоскостойкая модель среды, включающая следующие слои: *E* – земля; *A* – атмосфера; *I* – тонкий *E*-слой ионосферы; *M* – магнитосфера.

и ω_g , входящие в уравнения (1)–(3), меняются скачком на высоте $z = h$. Это упрощение позволит в дальнейшем качественно проанализировать полученные зависимости и выбрать такие значения атмосферных параметров, при которых на этой высоте может происходить отражение волны.

Общее решение уравнения (1) для области $0 < z < h$ имеет вид:

$$w = \exp\left(\frac{z}{2H_1}\right) \left\{ A_1 \exp(iq_1 z) + A_2 \exp(-iq_1 z) \right\}, \quad (4)$$

где A_1 и A_2 – произвольные константы, величины которых определяются граничными условиями на поверхности земли и на высоте отражающего атмосферного слоя ($z = h$). Параметр q_1 , играющий роль вертикального волнового числа, определяется соотношением

$$q_1 = \left\{ \frac{\omega^2}{c_1^2} + k^2 \left(\frac{\omega_{g1}^2}{\omega^2} - 1 \right) - \frac{1}{4H_1^2} \right\}^{1/2}. \quad (5)$$

Здесь $H_1 = c_1^2 / (\gamma g_1)$ и $\omega_{g1} = g_1 (\gamma - 1)^{1/2} / c_1$. Заметим, что формула (5) для q_1 совпадает с выражением для вертикального волнового числа, полученного в работе [Matsumura et al., 2009], если предположить, что в невозмущенной атмосфере вертикальные масштабы изменения давления и плотности совпадают.

ВАР связан с акустической ветвью АГВ, которая и рассматривается в дальнейшем. Область

значений параметров ω и k , для которых такая волна может распространяться в атмосферном слое $0 < z < h$, определяется условием $\text{Re} q_1 > 0$. Заметим, что при $k = 0$ и $\omega > \omega_a$ формулы (4) и (5) описывают вертикальное распространение акустической волны с горизонтальным волновым фронтом, рассмотренное в [Tahira, 1995]. В отличие от этой работы, мы рассмотрим общий случай ненулевых значений k , которому отвечает наклонное распространение акустической волны.

Условие возбуждения ВАР заключается в том, что для высот $z > h$ условие $\omega > \omega_a$ перестает выполняться, т.е. волна переходит в область непрозрачности, где “включается” фактор затухания. Решение уравнения (1) при $z > h$, описывающее “уходящую в бесконечность” волну, имеет вид:

$$w = A_3 \exp \left\{ \frac{h}{2H_1} + \left(\frac{1}{2H_2} - q_2 \right) (z - h) \right\}, \quad (6)$$

где A_3 – произвольная константа, а параметр

$$q_2 = \left\{ \frac{1}{4H_2^2} - \frac{\omega^2}{c_2^2} - k^2 \left(\frac{\omega_{g2}^2}{\omega^2} - 1 \right) \right\}^{1/2} \quad (7)$$

должен быть действительной величиной.

Таким образом, в данной модели ВАР может возникать при условии: $\omega_{a1} < \omega < \omega_{a2}$, где $\omega_{a1}(k)$ и $\omega_{a2}(k)$ – предельные акустические частоты (частоты акустической отсечки) для верхнего и нижнего атмосферных слоев. Для численной оценки условий существования акустического резонанса, т.е. $\text{Re} q_1 > 0$ и $\text{Re} q_2 > 0$, зададим, в качестве примера, следующие параметры: $\gamma = 1.4$, $g_1 = 9.8$ м/с², $g_2 = 9.5$ м/с² (на высоте 80–90 км), а также значения $c_1 = 350$ м/с и $c_2 = 300$ м/с, которым отвечают температуры нижнего и верхнего атмосферных слоев $T_1 = 300$ К и $T_2 = 225$ К соответственно. Для этих параметров и значений k в диапазоне $0 \leq k \leq 10^{-2}$ км⁻¹ указанное выше условие, касающиеся величин q_1 и q_2 , выполняется в интервале частот $f = \omega / (2\pi)$ от 3.1 до 3.5 мГц.

Будем считать, что колебания вертикальной скорости воздуха вблизи поверхности земли ($z = 0$) известны, т.е. спектральная амплитуда этих колебаний $w(0, k, \omega) = w_0(k, \omega)$ является заданной функцией. Кроме того, на высоте $z = h$ должны быть непрерывны вертикальная скорость газа и давление. Используя эти граничные условия, получим следующую линейную систему уравнений для неизвестных констант A_1 , A_2 и A_3 :

$$A_1 + A_2 = V_0, \quad A_1 \exp(iq_1 h) + A_2 \exp(-iq_1 h) = A_3, \quad (8)$$

$$\begin{aligned} A_1 \eta_- \exp(iq_1 h) + A_2 \eta_+ \exp(-iq_1 h) = \\ = A_3 \left(\frac{\omega^2 - k^2 c_1^2}{\omega^2 - k^2 c_2^2} \right) \left(\frac{2 - \gamma}{2\gamma H_2} + q_2 \right), \end{aligned} \quad (9)$$

где $\eta_{\pm} = (2 - \gamma)/(2\gamma H_1) \pm iq_1$. Определив из системы (8), (9) неизвестные константы и подставив их в формулы (4), (6), находим решение уравнения (1) для области $0 \leq z < h$:

$$\begin{aligned} w(z, \omega, k) = \\ = \frac{w_0}{s} \exp\left(\frac{z}{2H_1}\right) \left\{ s_1 \sin[q_1(h - z)] + q_1 \cos[q_1(h - z)] \right\}, \end{aligned} \quad (10)$$

и для области $z \geq h$:

$$w(z, \omega, k) = \frac{w_0 q_1}{s} \exp\left\{ \frac{h}{2H_1} + (z - h) \left(\frac{1}{2H_2} - q_2 \right) \right\}, \quad (11)$$

где использованы следующие обозначения:

$$\begin{aligned} s &= s_1 \sin(q_1 h) + q_1 \cos(q_1 h), \\ s_1 &= \left(q_2 + \frac{2 - \gamma}{2\gamma H_2} \right) \left(\frac{\omega^2 - k^2 c_1^2}{\omega^2 - k^2 c_2^2} \right) - \frac{2 - \gamma}{2\gamma H_1}. \end{aligned} \quad (12)$$

При частотах акустического резонанса функция $s \rightarrow 0$, т.е. знаменатели в формулах (10) и (11) обращаются в нуль, а сами функции w становятся бесконечными. Эта особенность связана с тем, что в решении не учитывается поглощение, обусловленное диссипацией энергии волны. Спектр резонансных частот, являющихся решением уравнения $s(k) = 0$, зависит от высоты отражающего слоя h . В неоднородной по высоте атмосфере h является, вообще говоря, функцией частоты [Matsumura et al., 2009], но в данной модели высота h считается постоянной величиной. В дальнейшем ограничимся исследованием акустических и электромагнитных возмущений только вблизи основной резонансной частоты.

Численный анализ уравнения $s = 0$ при указанных выше параметрах и диапазонах изменения $h = 75 - 90$ км и $k \leq 0.01$ км⁻¹ показал, что резонансные частоты лежат в интервале $f_* = 3.44 - 3.51$ МГц. Для таких частот и высот отражающего слоя приближенно выполняется соотношение $q_1 h \sim 1$. Это означает, что при резонансе “вертикальная длина волны” порядка высоты h отражающего слоя.

Таким образом, распространение акустической волны может приводить к возбуждению

вертикальных колебаний газа на резонансных частотах. Возбуждаемая колебательная мода накладывается на вертикальную стоячую волну, у которой имеется пучность на поверхности земли и смешанный пучность-узел при $z = h$. Отчасти это явление похоже на акустические колебания в трубе, на одном конце которой находится колеблющийся поршень, а другой конец открыт.

ВОЗБУЖДЕНИЕ ТОКОВ И ГЕОМАГНИТНЫХ ВОЗМУЩЕНИЙ В АТМОСФЕРЕ И ИОНОСФЕРЕ

При вхождении акустической волны в ионосферу за фронтом волны возникает движение нейтрального газа, которое увлекает ионы и электроны, что приводит к генерации ионосферных токов и геомагнитным возмущениям (ГМВ). Генерация токов становится особенно существенной на больших высотах, поскольку амплитуда скорости движения газа и проводимость атмосферы резко увеличиваются с высотой. Можно ожидать, что наибольший эффект будет в районе гиротропного проводящего E -слоя ионосферы, где проводимости Педерсена и Холла достигают наибольших значений.

Предположим, что вектор невозмущенного геомагнитного поля $\mathbf{B}_0$ лежит в вертикальной плоскости x, z и образует угол θ (наклонение) с осью x , как показано на рис. 1. Акустическая волна распространяется вверх от поверхности земли, а ее горизонтальный волновой вектор направлен вдоль оси x , т.е. в меридиональном направлении. Теперь сформулируем основные уравнения и граничные условия данной задачи. Как и ранее полагаем, что зависимость от времени и координаты x определяется множителем $\exp(ikx - i\omega t)$. Линеаризованные уравнения Максвелла для E -слоя ионосферы, занимающей область $L < z < L + l_0$, имеют вид:

$$\begin{aligned} \nabla \times \mathbf{B} = \\ = \mu_0 \left\{ \sigma_{\parallel} (\mathbf{E} \cdot \mathbf{e}_B) \mathbf{e}_B + \sigma_P [\mathbf{e}_B \times (\mathbf{E}' \times \mathbf{e}_B)] + \sigma_H (\mathbf{e}_B \times \mathbf{E}') \right\}, \\ \mathbf{E}' = \mathbf{E} + \mathbf{V} \times \mathbf{B}_0. \end{aligned} \quad (13)$$

Здесь μ_0 — магнитная постоянная, $\mathbf{E}$ — электрическая компонента возмущения, $\mathbf{V} = (u, 0, w)$ — вектор скорости нейтральной компоненты, а $\mathbf{e}_B = \mathbf{B}_0 / |\mathbf{B}_0|$ — единичный вектор, направленный вдоль невозмущенного магнитного поля. Продольная проводимость ионосферной плазмы $\sigma_{\parallel}$ в этой области намного больше

проводимостей Педерсена σ_P и Холла σ_H . Учитывая этот факт и условие конечности продольного тока $j_{\parallel} = \sigma_{\parallel}(\mathbf{E} \cdot \mathbf{e}_B)$, получим, что $\mathbf{E} \cdot \mathbf{e}_B \approx 0$, откуда следует, что

$$E_x \cos \theta + E_z \sin \theta \approx 0. \quad (14)$$

В этом приближении уравнение (13) в проекциях преобразуется к виду:

$$\frac{\partial B_y}{\partial z} = \mu_0 \left\{ -j_{\parallel} \cos \theta - \sigma_P E_x + \sigma_H (E_y + U) \sin \theta \right\}, \quad (15)$$

$$\frac{\partial B_x}{\partial z} - \frac{\partial B_z}{\partial x} = \mu_0 \left\{ \sigma_P (E_y + U) + \frac{\sigma_H E_x}{\sin \theta} \right\}, \quad (16)$$

$$\frac{\partial B_y}{\partial x} = \mu_0 \left\{ j_{\parallel} \sin \theta - \sigma_P E_x \frac{\cos \theta}{\sin \theta} + \sigma_H (E_y + U) \cos \theta \right\}, \quad (17)$$

где $U = B_0(w \cos \theta - u \sin \theta)$. Умножая уравнение (15) на $\sin \theta$, а уравнение (17) на $\cos \theta$, а затем складывая эти уравнения, получим уравнение, не содержащее продольный ток:

$$\frac{\partial B_y}{\partial z} \sin \theta + \frac{\partial B_y}{\partial x} \cos \theta = \mu_0 \left\{ -\frac{\sigma_P E_x}{\sin \theta} + \sigma_H (E_y + U) \right\}. \quad (18)$$

Учитывая, что величины, входящие в эти уравнения, пропорциональны $\exp(ikx - i\omega t)$, преобразуем уравнения (16) и (18) к следующему виду:

$$\frac{dB_x}{dz} - ikB_z = \mu_0 \left\{ \sigma_P (E_y + U) + \frac{\sigma_H E_x}{\sin \theta} \right\}, \quad (19)$$

$$\frac{dB_y}{dz} \sin \theta + ikB_y \cos \theta = \mu_0 \left\{ -\frac{\sigma_P E_x}{\sin \theta} + \sigma_H (E_y + U) \right\}. \quad (20)$$

Рассмотрим E -слой ионосферы в приближении тонкого слоя по сравнению с масштабом акустической волны. Для этого проинтегрируем уравнения (19) и (20) по z от L до $L + l_0$, а затем устремим формально толщину слоя l_0 к нулю. В итоге получим условие для скачка горизонтальных компонент магнитного поля на тонком слое

$$[B_x] = \mu_0 \left\{ \Sigma_P (E_y + U_0) + \Sigma_H E_x / \sin \theta \right\}, \quad (21)$$

$$[B_y] \sin \theta = \mu_0 \left\{ -\Sigma_P E_x / \sin \theta + \Sigma_H (E_y + U_0) \right\}, \quad (22)$$

где квадратные скобки обозначают скачок величины, $U_0 = B_0 \{w(L) \cos \theta - u(L) \sin \theta\}$, а Σ_P и Σ_H — интегральные проводимости Педерсена и Холла:

$$\Sigma_P = \int_0^{l_0} \sigma_P(z) dz, \quad \Sigma_H = \int_0^{l_0} \sigma_H(z) dz.$$

В атмосфере, занимающей слой $0 < z < L$, проводимость воздуха возрастает с высотой по экспоненциальному закону: $\sigma_a(z) = \sigma_0 \exp(z/l)$, где величина l порядка нескольких километров. Пренебрегая сторонним током, возникающим вследствие движения проводящего воздуха в геомагнитном поле, воспользуемся уравнением Максвелла для атмосферы: $\nabla \times \mathbf{B} = \mu_0 \sigma_a(z) \mathbf{E}$, которое в проекциях на координатные оси имеет вид:

$$\begin{aligned} \frac{dB_y}{dz} &= -\mu_0 \sigma_a E_x, & \frac{dB_x}{dz} - ikB_z &= \mu_0 \sigma_a E_y, \\ ikB_y &= \mu_0 \sigma_a E_z. \end{aligned} \quad (23)$$

Землю, занимающую полупространство $z < 0$, считаем идеальным проводником. Тогда на границе между землей и атмосферой ($z = 0$) должны быть равны нулю тангенциальные составляющие электрического поля и нормальная составляющая магнитного поля, т.е. $E_x = E_y = 0$ и $B_z = 0$.

Верхняя ионосфера и магнитосфера, т.е. область $z > L$, расположенная выше E -слоя, заполнена холодной бесстолкновительной плазмой, в которой продольная проводимость плазмы намного больше поперечной проводимости. Эта среда характеризуется альвеновской скоростью V_A и волновой проводимостью $\Sigma_w = (\mu_0 V_A)^{-1}$. Для однородной верхней ионосферы и магнитосферы можно использовать уравнения (19), (20), если в них подставить $\sigma_H = 0$ и заменить $\mu_0 \sigma_P$ на величину $-i\omega/V_A^2$. В этой области будем пренебрегать влиянием акустической волны. Тогда вместо уравнений (19), (20) получим

$$\frac{dB_x}{dz} - ikB_z = -\frac{i\omega E_y}{V_A^2}, \quad (24)$$

$$\frac{dB_y}{dz} \sin \theta + ikB_y \cos \theta = \frac{i\omega E_x}{V_A^2 \sin \theta}. \quad (25)$$

Граничными условиями при $z = L$ являются скачок горизонтальных магнитных составляющих, определяемый формулами (21) и (22), и непрерывность горизонтальных компонент электрического поля E_x и E_y .

Решение задачи о возбуждении электромагнитных возмущений движениями нейтрального газа в ионосферной плазме с указанными выше граничными условиями приведено

в Приложении. Для оценок параметров, входящих в это решение, используем следующие численные значения: $\sigma_0 \approx 10^{-14}$ См/м, $L = 90$ км, $B_0 = 5 \cdot 10^{-5}$ Тл, $l = 4.5$ км, $\Sigma_P = 0.4$ См и $\Sigma_H = 0.6$ См (ночные условия), $V_A = 5000$ км/с (максимум солнечной активности). Для интересующего нас частотного диапазона ВАР решения (П1.3) можно упростить, учитывая, что $\omega/V_A \ll k \ll (2l)^{-1}$. В частности, для ГМВ в атмосфере получим ($0 < z < L$):

$$\begin{aligned} B_x(z) &= -i\mu_0 k U_0 \operatorname{ch}(kz) \times \\ &\times \left\{ \beta_1 l k^2 [1 - \exp(-L/l)] + \sigma_0 \Sigma_P \sin^2 \theta \right\} G^{-1}, \\ B_y(z) &= -i\mu_0 k U_0 \sigma_0 \Sigma_H \exp(kL) \sin \theta G^{-1}, \\ B_z(z) &= -iB_x \operatorname{th}(kz). \end{aligned} \quad (26)$$

Здесь использованы следующие обозначения:

$$\begin{aligned} G &= \sigma_0 \sin^2 \theta (\Sigma_P N_1 + N_2) + \\ &+ l k^2 [1 - \exp(-L/l)] (\beta_1 N_1 + \beta_2 N_2), \\ N_1 &= \mu_0 \omega \operatorname{sh}(kL), \quad N_2 = i k \exp(kL), \\ \beta_1 &= \Sigma_P^2 + \Sigma_H^2 + \Sigma_P \Sigma_w \sin \theta, \quad \beta_2 = \Sigma_P + \Sigma_w \sin \theta. \end{aligned} \quad (27)$$

Из соотношений (26) следует, что возникновение поперечной составляющей B_y обусловлено холловскими токами в ионосфере, т.к. ее величина пропорциональна Σ_H . При этом на земле ($z = 0$) компонента B_y меньше, чем B_x по крайней мере на порядок.

Спектральные мощности электромагнитных возмущений пропорциональны квадратам амплитуд этих возмущений и, следовательно, пропорциональны параметру $|w_0|^2$. Этот параметр имеет смысл спектральной мощности вертикальной скорости газа у поверхности земли. Для его оценки используем результаты наземных измерений спектральной плотности давления газа во время регистрации ВАР, вызванного $M = 7.2$ землетрясением 2008 г. Iwate-Miyagi Nairiku. Амплитуда спектрального пика давления с характерным периодом ~ 260 с на расстоянии 30 км от эпицентра составила около $|\Delta p|^2 = 0.4$ гПа²/Гц [Iyemori et al., 2013]. Спектральная мощность вертикальной скорости газа составит $|w_0|^2 = |\Delta p|^2 / (\rho_0 c)^2$, где ρ_0 — плотность воздуха в пункте измерений. Подставляя сюда значения $\rho_0 = 1.2$ кг/м³ и $c = 340$ м/с, получим, что $|w_0|^2 = 2.4 \cdot 10^{-2}$ м²/(с²Гц).

Разрыв в функции спектральной плотности скорости на резонансной частоте можно устранить, если учесть, что в реальности всегда присутствует диссипативное затухание акустической волны. Для этого можно формально заменить q_1 в показателях экспонент в решении (4) для высот $z < h$ на величину $q_1 + i\delta$, где δ играет роль эффективного коэффициента поглощения волны. Сравнение приведенных ниже результатов расчетов ГМВ с наземными измерениями показывает, что эти расчеты и наблюдательные данные хорошо согласуются, если $\delta \approx 1.5 \cdot 10^{-6}$ м⁻¹.

После землетрясения Iwate-Miyagi Nairiku на геомагнитных обсерваториях, расположенных на расстоянии ~ 300 км от эпицентра, были зарегистрированы ГМВ, совпадающие по частоте со спектральным пиком акустических вариаций. Пиковое значение спектра мощности ГМВ составило ~ 5 нТл²/Гц [Iyemori et al., 2013]. На рис. 2 показаны результаты расчетов частотной зависимости спектральной мощности горизонтальной составляющей ГМВ $B_x(f)$ на земле. Для расчетов использовались значения $h = 85$ км и $\theta = \pi/6$, а также указанные выше параметры. Из рис. 2 видно, что с ростом волнового числа пиковая величина $|B_x|^2$ уменьшается. Спектральные пики имеют значения 9–23 нТл²/Гц, т.е. близки по порядку величины с данными измерений после землетрясения Iwate-Miyagi Nairiku [Iyemori et al., 2013].

ОБСУЖДЕНИЕ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе разработана 2D-модель ВАР между термосферой и поверхностью земли, возбуждаемого во время землетрясений и извержений вулканов. Частота, при которой возникает ВАР, зависит как от высоты отражающего слоя атмосферы, так и от горизонтального волнового числа k , в отличие от упрощенных моделей (например, [Tahira, 1995]). Основное внимание уделялось фундаментальной моде с частотой $\sim 3.4 - 3.5$ мГц. В рамках построенной модели получены аналитические формулы, которые позволили рассчитать токи и ГМВ, возбуждаемые акустической ветвью АГВ в атмосфере и ионосфере.

Предполагалось, что акустическая волна распространяется вверх, а ее горизонтальный волновой вектор направлен в меридиональном направлении. Анализ решения задачи показал, что на земле преобладает горизонтальная составляющая геомагнитных вариаций, ориентированная вдоль направления горизонтального распространения волны (B_x). В спектре возбуждаемых электромагнитных полей проявляется резкий

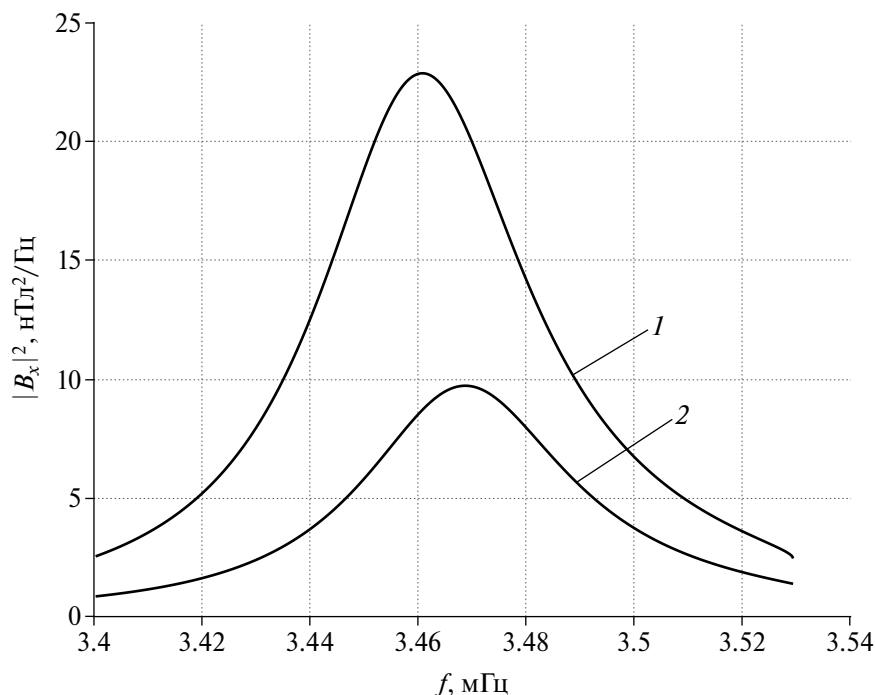


Рис. 2. Модельная зависимость спектральной мощности горизонтальной компоненты ГМВ B_x на земле от частоты. Графики 1 и 2 построены для волновых чисел $k = 0.5 \cdot 10^{-2}$ и 10^{-2} км^{-1} .

максимум на частоте, отвечающей ВАР. Для оценки спектральной мощности ГМВ использовались показания датчиков давления во время землетрясения 2008 г. Iwate-Miyagi Nairiku в Японии [Iyemori et al., 2013]. Расчеты, основанные на этих данных, показали, что вблизи резонансной частоты спектральная амплитуда геомагнитных вариаций на земле может составить 10–25 нТл²/Гц в зависимости от k и параметров среды. Эти значения согласуются по порядку величины с результатами измерений ГМВ. Столь высокая амплитуда возмущений объясняется резким увеличением скорости газа в акустической волне с высотой, которая может приводить к большим возмущениям в ионосфере.

Основным источником возмущений в атмосфере обычно считают головную сейсмическую волну или поверхностную волну Рэлея [Голицын, Кляцкин, 1967], которая излучает в атмосферу почти вертикальную акустическую волну. Однако анализ данных, полученных во время японских землетрясений Mieken-Chubu (2007 г.) и Iwate-Miyagi Nairiku (2008 г.), показал, что резонансные барометрические спектры, измеренные на расстоянии ~30 км от эпицентров, наблюдались через десятки минут после основного удара и длились 1–2 ч. Авторы работы [Iyemori et al., 2013] не дают объяснения

этого явления, хотя оно может быть связано с афтершоковой активностью или возбуждением длиннопериодных поверхностных сейсмических волн. Обсуждение причин этого явления выходит за рамки проведенного нами теоретического исследования. Тем не менее, проведенный выше анализ и численные оценки, подтверждают связь наблюдаемых ГМВ с резонансными спектрами ВАР.

В качестве альтернативного механизма генерации ГМВ можно указать на воздействие акустической волны на концентрацию и температуру ионосферной плазмы, приводящее к вариациям ее тензора проводимости $\delta\hat{\mathbf{d}}$. При наличии фонового электрического поля $\mathbf{E}_0$, распространение акустической волны в ионосфере будет сопровождаться модуляцией фонового тока $\delta\mathbf{j} = \delta\hat{\mathbf{d}}\mathbf{E}_0$, которая и приведет к ГМВ. Анализ этого механизма требует отдельного исследования.

Отметим также, что некоторые детали наземных измерений не удастся объяснить из-за несовершенства используемой в работе модели, поскольку в ней не учитывалась локализация источника (эпицентра землетрясения/извержения) и уменьшение амплитуды атмосферной волны из-за ее геометрической расходимости при удалении от источника. Это

означает, что оценки скорости движения газа в волне и геомагнитных возмущений справедливы лишь в окрестности эпицентра с размером, не превышающим нескольких сотен километров. Численные значения ГМВ, предсказываемых теорией, следует рассматривать в качестве грубых оценок, поскольку их величина может сильно меняться в зависимости от метеоусловий в атмосфере и значений ионосферных параметров.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Электромагнитные возмущения в атмосфере описываются уравнениями (23). Кроме того, во всех средах выполняется уравнение Фарадея: $\nabla \times \mathbf{E} = -\partial \mathbf{B} / \partial t$, которое в проекциях на координатные оси запишется так:

$$\frac{dE_y}{dz} = -i\omega B_x, \quad \frac{dE_x}{dz} - ikE_z = i\omega B_y, \quad ikE_y = i\omega B_z. \quad (\text{П1.1})$$

Выражая из системы уравнений (П1.1) и (23) функции B_z и E_x , получаем после некоторых преобразований следующие уравнения:

$$\frac{d^2 B_z}{dz^2} - k_0^2 B_z = 0, \quad \frac{d^2 E_x}{dz^2} + \frac{k^2}{k_0 l} \frac{dE_x}{dz} - k_0^2 E_x = 0, \quad k_0^2 = k^2 - i\mu_0 \sigma_a \omega. \quad (\text{П1.2})$$

В интересующем нас частотном диапазоне акустического резонанса $k^2 \gg \mu_0 \sigma_a \omega$ и, следовательно, $k_0 \approx k$. Учитывая, что максимальное значение проводимости атмосферы в области отражения АГВ порядка 10^{-6} См/м, находим, что это неравенство выполняется, когда $k \gg 1.7 \cdot 10^{-7}$ м⁻¹. Решения уравнений (П1.2), удовлетворяющие сформулированным выше граничным условиям, имеют вид:

$$B_z \approx C_1 \text{sh}(kz), \quad E_x \approx C_2 \exp\left(-\frac{z}{2l}\right) \text{sh}(\xi_a z), \quad \xi_a = \left(k^2 + \frac{1}{4l^2}\right)^{1/2}, \quad (\text{П1.3})$$

где C_1 и C_2 — неопределенные константы. Остальные составляющие электромагнитного поля могут быть найдены с помощью следующих соотношений:

$$B_x = \frac{i}{k} \frac{dB_z}{dz}, \quad B_y \approx -\frac{\mu_0 \sigma_a}{k^2} \frac{dE_x}{dz}, \quad E_y = \frac{\omega}{k} B_z. \quad (\text{П1.4})$$

В области $z > L$ выполняются уравнения (24) и (25). Преобразуя эти уравнения с помощью уравнений (П1.1) получим два волновых уравнения:

$$\frac{d^2 B_x}{dz^2} + \lambda_F^2 B_x = 0, \quad \lambda_F^2 = \frac{\omega^2}{V_A^2} - k^2, \quad (\text{П1.5})$$

$$\sin^2 \theta \frac{d^2 B_y}{dz^2} + ik \sin(2\theta) \frac{dB_y}{dz} + \left(\frac{\omega^2}{V_A^2} - k^2 \cos^2 \theta \right) B_y = 0. \quad (\text{П1.6})$$

Первое уравнение отвечает быстрой магнито-звуковой (БМЗ) моде, а второе — альвеновской моде. Общие решения этих уравнений, описывающие уходящие в магнитосферу волны, имеют вид:

$$B_x = C_3 \exp(i\lambda_F z), \quad (\text{Re } \lambda_F \geq 0), \quad (\text{П1.7})$$

$$B_y = C_4 \exp(i\lambda_A z), \quad \lambda_A = \frac{\omega/V_A - k \cos \theta}{\sin \theta}, \quad (\text{П1.8})$$

где C_3 и C_4 — неопределенные константы. Остальные компоненты электромагнитных возмущений выражаются через решения (П1.7) и (П1.8) следующим образом:

$$B_z = -\frac{k}{\lambda_F} B_x, \quad E_x = V_A B_y \sin \theta, \quad (\text{П1.9})$$

$$E_z = -E_x \text{ctg} \theta, \quad E_y = \frac{\omega}{k} B_z.$$

Полученные решения должны удовлетворять граничным условиям (21) и (22) при $z = L$. Кроме того, на этой границе должны быть непрерывны B_z , E_x и E_y . Подставляя все эти решения в граничные условия, получим алгебраическую систему уравнений для неизвестных коэффициентов $C_1 - C_4$. Решая эту систему и подставляя коэффициенты в формулы (П1.3), (П1.7), и (П1.8), получим искомое решение задачи. В частности, коэффициенты C_1 и C_2 , определяющие электромагнитное поле в атмосфере, имеют вид:

$$C_1 = -\mu_0 k U_0 \left\{ \beta_1 k^2 \text{sh}(\xi_a L) + \sigma_a(L) \Sigma_p Q_1 \sin^2 \theta \right\} G^{-1},$$

$$C_2 = k^2 U_0 \Sigma_H Q_2 \exp\left(\frac{L}{2l}\right) \sin \theta G^{-1}. \quad (\text{П1.10})$$

Здесь использованы следующие обозначения:

$$\begin{aligned}
 G &= \sigma_a(L) Q_1 \sin^2 \theta [\mu_0 \omega \Sigma_p \operatorname{sh}(kL) + Q_2] + \\
 &+ [\mu_0 \omega \beta_1 \operatorname{sh}(kL) + \beta_2 Q_2] k^2 \operatorname{sh}(\xi_a L), \\
 \beta_1 &= \Sigma_p^2 + \Sigma_H^2 + \Sigma_p \Sigma_w \sin \theta, \quad \beta_2 = \Sigma_p + \Sigma_w \sin \theta, \\
 Q_1 &= \xi_a \operatorname{ch}(\xi_a L) - \frac{1}{2l} \operatorname{sh}(\xi_a L), \\
 Q_2 &= \lambda_F \operatorname{sh}(kL) + ik \operatorname{ch}(kL).
 \end{aligned}
 \tag{П1.11}$$

Подставляя соотношения (П1.10)–(П1.11) для коэффициентов C_1 и C_2 в формулы (П1.3), (П1.4), получаем решение задачи для электромагнитных возмущений в атмосфере.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа поддержана грантом РНФ 22-17-00125.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Голицын Г.С., Кляцкин В.И. Колебания земной атмосферы, вызываемые движениями земной поверхности // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1967. Т. 3. № 10. С. 1044–1052.
- Госсард Э., Хук У. Волны в атмосфере. М.: Мир. 1978. 532 с.
- Куницын В.Е., Шалимов С.Л. Ультранизкочастотные вариации магнитного поля при распространении в ионосфере акустико-гравитационных волн // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 3. Физ. Астрон. 2011. № 5. С. 75
- Мартинес-Беденко В.А., Пилипенко В.А., Шиокава К., Акбашев Р.Р. Электромагнитные УНЧ/КНЧ-колебания, вызванные извержением вулкана Тонга // Солнечно-земная физика. 2023. Т. 9. № 1. С. 83–94. DOI: 10.12737/szf-84202208
- Сорокин В.М., Яценко А.К., Сурков В.В. Генерация геомагнитных возмущений в ионосфере волной цунами // Геомагнетизм и аэрономия. 2019. Т. 59. № 2. С. 236–248. DOI: 10.1134/S0016794019020135
- Ясюкевич Ю.В., Едемский И.К., Перевалова Н.П., Полякова А.С. Отклик ионосферы на гелио- и геофизические возмущающие факторы по данным GPS. Иркутск: изд-во ИГУ. 2013. 259 с.
- Astafyeva E., Maletckii B., Mikesell T.D., Munaibari E., Ravanelli M., Coisson P., et al. The 15 January 2022 Hunga Tonga eruption history as inferred from ionospheric observations // Geophys. Res. Letters. 2022. V. 49. e2022GL098827. doi:10.1029/2022GL098827
- Choosakul N., Saito A., Iyemori T., Hashizume M. Excitation of 4-min periodic ionospheric variations following the great Sumatra-Andaman earthquake in 2004 // J. Geophys. Res. 2009. V. 114. A10313, doi:10.1029/2008JA013915
- Gavrilov B.G., Poklad Y.V., Ryakhovsky I.A., Ermak V.M., Achkasov N.S., Kozakova E.N. Global electromagnetic disturbances caused by the eruption of the Tonga volcano on 15 January 2022 // J. Geophys. Res.: Atmospheres. 2022. V. 127. e2022JD037411. https://doi.org/10.1029/2022JD037411
- Harding B.J., Wu Y.-J. J., Alken P., Yamazaki Y., Triplett C.C., Immel T.J., et al. Impacts of the January 2022 Tonga volcanic eruption on the ionospheric dynamo: ICON-MIGHTI and Swarm observations of extreme neutral winds and currents // Geophys. Res. Lett. 2022. V. 49. e2022GL098577. doi:10.1029/2022GL098577
- Iyemori T., Nose M., Han D.-S., Gao Y., Hashizume M., Choosakul N., Shinagawa H., Tanaka Y., Utsugi M., Saito A., McCreadie H., Odagi Y., Yang F. Geomagnetic pulsations caused by the Sumatra earthquake on December 26, 2004 // Geophys. Res. Lett. 2005. V. 32. L20807, doi:10.1029/2005GL024083
- Iyemori T., Tanaka Y., Odagi Y., Sano Y., Takeda M., Nose M., Utsugi M., Rosales D., Choque E., Ishitsuka J., Yamanaka S., Nakanishi K., Matsumura M., Shinagawa H. Barometric and magnetic observations of vertical acoustic resonance and resultant generation of field-aligned current associated with earthquakes // Earth Planets Space. 2013. V. 65. P. 901–909. doi:10.5047/eps.2013.02.002
- Iyemori T., Nishioka M., Otsuka Y., Shinbori A. A confirmation of vertical acoustic resonance and field-aligned current generation just after the 2022 Hunga Tonga Hunga Ha'apai volcanic eruption // Earth, Planets and Space. 2022. V. 74. P. 103, doi:10.1186/s40623-022-01653-y
- Kanamori H., Mori J., Harkrider D.G. Excitation of atmospheric oscillations by volcanic eruptions // J. Geophys. Res. 1994. V. 99. P. 21947–21961.
- Matsumura M., Iyemori T., Tanaka Y., Han D., Nose M., Utsugi M., Oshiman N., Shinagawa H., Odagi Y., Tabata Y. Acoustic resonance between ground and thermosphere // Data Science Journal. 2009. V. 8. P. 68–77. doi:10.2481/dsj.8.S68
- Nishida K., Kobayashi N., Fukao Y. Resonant oscillations between the solid Earth and the atmosphere // Science. 2000. V. 287. P. 2244–2246.
- Lognonné P., Clevede E., Kanamori H., Computation of seismograms and atmospheric oscillations by normal-mode summation for a spherical earth model with realistic atmosphere // Geophys. J. Int. 1998. V. 135. P. 388–406.
- Saito A., Tsugawa T., Otsuka Y., Nishioka M., Iyemori T., Matsumura M., Saito S., Chen C.H., Goi Y., Choosakul N. Acoustic resonance and plasma depletion detected by GPS total electron content observation after the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake // Earth Planets Space. 2011. V. 63. P. 863–867.
- Shinagawa H., Iyemori T., Saito S., Maruyama T. A numerical simulation of ionospheric and atmospheric variations associated with the Sumatra earthquake on December 26, 2004 // Earth Planets Space. 2007. V. 59. P. 1015–1026.
- Shinbori A., Otsuka Y., Sori T., Nishioka M., Perwitasari S., Tsuda T., Nishitani N. Electromagnetic conjugacy of ionospheric disturbances after the 2022 Hunga Tonga-Hunga Ha'apai volcanic eruption as seen in GNSS-TEC and

- SuperDARN Hokkaido pair of radars observations // *Earth, Planets and Space*. 2022. V. 74. P. 106. <https://doi.org/10.1186/s40623-022-01665-8>
- Sorokin V.M., Yashchenko A.K., Surkov V.V. Geomagnetic field perturbations resulted from tsunami wave impact on the ionosphere // *Progress in Electromagnetics Research B*. 2019. V. 85. P. 49–63. doi:10.2528/PIERB19050201
- Tahira M., Acoustic resonance of the atmosphere at 3.7 mHz // *J. Atmos. Science*. 1995. V. 52. P. 2670–2674.
- Themens D.R., Watson C., Žagar N., Vasylykevych S., Elvidge S., McCaffrey A., Prikryl P., Reid B., Wood A., Jayachandran P.T. Global propagation of ionospheric disturbances associated with the 2022 Tonga volcanic eruption // *Earth and Space Science Open Archive*. 2022. doi:10.1002/essoar.10510350.1
- Yamazaki Y., Soares G., Matzka J. Geomagnetic detection of the atmospheric acoustic resonance at 3.8 mHz during the Hunga Tonga eruption event on 15 January 2022 // *J. Geophys. Res.* 2022. V. 127. e2022JA030540. <https://doi.org/10.1029/2022JA030540>
- Zettergren M.D., Snively J.B. Ionospheric response to infrasonic-acoustic waves generated by natural hazard events // *J. Geophys. Res.* 2015. V. 120. P. 8002–8024. <https://doi.org/10.1002/2015JA0211-16>
- Zhang S-R., Vierinen J., Aa E., Goncharenko L.P., Erickson P.J., Rideout W., Coster A.J., Spicher A. Tonga volcanic eruption induced global propagation of ionospheric disturbances via Lamb waves // *Front. Astron. Space Science*. 2022. V. 9. 871275. doi: 10.3389/fspas.2022.871275

The Effects of the Acoustic Resonance Induced in the Atmosphere by Earthquakes and Volcanic Eruptions on the Ionosphere and Geomagnetic Field

V. V. Surkov^{a,b,*} and V. A. Pilipenko^a

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

^b*Pushkov Institute of Terrestrial Magnetism, Ionosphere and Radio Wave Propagation, Russian Academy of Sciences, Troitsk, Moscow, 108840 Russia*

*e-mail: surkovvadim@yandex.ru

Received March 8, 2023

revised June 27, 2023

accepted July 17, 2023

Abstract – After strong earthquakes and volcanic eruptions, geomagnetic oscillations with frequencies of 3.5–4.0 mHz have sometimes been observed. In this paper, we theoretically study the probable cause of these phenomena, which is related to the vertical acoustic resonance arising between the Earth's surface and the thermosphere due to the propagation of the atmospheric wave corresponding to the acoustic branch generated by surface displacements. In the plane layered model of the atmosphere and ionosphere with inclined geomagnetic field, we analyze the propagation of two-dimensional (2D) harmonic acoustic wave. The height of the reflecting atmospheric layer corresponds to the region of sharp temperature change close to the thermosphere boundary ~80–90 km. In this case, the calculated fundamental resonant frequency is close to the frequencies of the observed oscillations. The solution of this problem is used to calculate currents and electromagnetic perturbations in the atmosphere and ionosphere. The ionospheric E-layer is considered in the thin layer approximation. In this approximation, the formulas describing the geomagnetic perturbations (GMP) in the ionosphere and on the Earth's surface are derived. The GMP spectrum contains a sharp maximum at the frequency corresponding to the acoustic resonance. According to the calculations, close to the resonance frequency, the spectral powers of GMPs on the ground can reach 5–30 nT²/Hz, which is consistent with the results of ground-based measurements.

Keywords: earthquakes, volcanic eruptions, atmospheric waves, acoustic resonance, geomagnetic pulsations

УДК 550.837.211(571.63)

БЕРЕГОВОЙ ЭФФЕКТ ПРИ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЯХ НА КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ

© 2024 г. В. Б. Каплун¹, *, А. К. Бронников¹

¹Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина Дальневосточного отделения РАН,
г. Хабаровск, Россия

*E-mail: kaplun@itig.as.khb.ru

Поступила в редакцию 27.05.2022 г.

После доработки 26.11.2022 г.

Принята к публикации 28.11.2022 г.

На основе магнитотеллурических зондирований (МТЗ), выполненных на трех профилях в южной части Сихотэ-Алинской складчатой системы (САСС), омываемой с юга и востока водами Японского моря, изучено проявление берегового эффекта. Показано, что береговой эффект слабо выражен на амплитудных кривых МТЗ, но хорошо отражается в поведении магнитовариационных функций отклика. Анализ комплексного типпера Визе и его вещественных индукционных стрелок по направлениям на север и на восток показал степень влияния берегового эффекта в пределах изучаемой территории, воздействие на его проявление основных глубинных разломов и проводящих зон в земной коре и верхней мантии. Выполнено численное трехмерное моделирование, на основе которого определены основные факторы, влияющие на поведение амплитудных кривых МТЗ при влиянии берегового эффекта для условий южной части САСС и различных геоэлектрических моделей.

Ключевые слова: магнитотеллурическое зондирование, береговой эффект, Сихотэ-Алинь, Дальний Восток.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0002333724010055>, **EDN:** EKJGWS

ВВЕДЕНИЕ

Целью магнитотеллурических исследований является выявление геоэлектрических объектов различного сопротивления в земной коре и верхней мантии, определение их границ, построение геоэлектрических разрезов и моделей. Для построения корректной интерпретационной модели необходимо предварительно распознать и удалить или сгладить искажения амплитудных кривых, вызванные приповерхностными неоднородностями. Район исследований включает в себя континентальную территорию шириной 250–350 км и протяженностью около 400 км, которая омывается с юга и востока водами Японского моря. Удельное электрическое сопротивление горных пород составляет от сотен Ом·м до сотен тысяч Ом·м, морской воды — 0.3–0.4 Ом·м. Подобный контраст ЭС создает сильную магнитотеллурическую аномалию, которая называется *береговым эффектом*. Эта

аномалия состоит из двух компонент: гальванической и индукционной. Гальваническая компонента связана с электрическим током, текущим перпендикулярно береговой линии со стороны моря и затекающим в континентальный осадочный чехол и глубинные проводящие зоны. Индукционная компонента образуется за счет концентрации электрического тока, текущего в море вдоль береговой линии в пределах прибрежной зоны. Такое перераспределение токов приводит к значительным расхождениям амплитудных кривых по уровню сопротивлений при магнитотеллурических зондированиях в прибрежной зоне. Поперечная кривая, полученная при измерениях электрического поля перпендикулярно береговой линии, смещается вверх на несколько порядков относительно продольной кривой, полученной при измерениях электрического поля вдоль береговой линии, в области длинных периодов свыше 1000 с. Действие эффекта уменьшается с удалением от береговой

линии и при увеличении частоты электромагнитного поля, но его воздействие может сказываться на расстоянии до нескольких сотен километров и зависит от параметров геоэлектрического разреза.

Береговой эффект хорошо проявляется при анализе магнитовариационных функций отклика, которые обычно представляются в виде типпера или индукционных стрелок реальной и мнимой частей векторы. В соглашении Визе—Паркинсона вещественный вектор направлен от зоны повышенной электропроводности к пониженной. Для двумерных структур вещественный и мнимый векторы коллинеарны и перпендикулярны простиранию структур, а в трехмерных и асимметричных средах коллинеарность векторов нарушается. В прибрежных зонах береговой эффект будет маскировать наличие проводящих структур в земной коре и верхней мантии.

Проявление берегового эффекта на юге Дальнего Востока впервые было обнаружено сотрудниками СахКНИИ ДВНЦ АН СССР в 1964 г. при изучении вариаций переменного магнитного поля Земли [Ваньян, Мардерфельд, 1966а; 1966б]. Также было сделано предположение, что отсутствие этих аномалий связано с особенностями глубинного геоэлектрического строения района исследований. Расстояние, на котором действовал береговой эффект, оценивалось в 250–300 км, а глубина до поверхности проводящего слоя составила 100–150 км. Индукционные вектора магнитного поля, построенные по предложенной авторами методике на периоде 1 ч для континентальной части юга Дальнего Востока, направлены в сторону моря, т.е. в сторону проводника [Мардерфельд, 1977]. Последующие исследования, выполненные на континентальной части юга Дальнего Востока в 70-е годы прошлого столетия, подтвердили наличие берегового эффекта в переменном геомагнитном поле. Здесь были построены профили векторов Визе—Паркинсона и определена глубина до астеносферного слоя, равная 100–120 км на севере САСС [Никифорова, Ахмадулин и др., 1980] и 135 км на юге [Порай-Кошиц, Ноздрин и др., 1980]. Вместе с экспериментальными исследованиями проводились физическое [Мардерфельд, 1977] и численное [Жданов и др., 1983; Бердичевский, Жданова и др., 1989] моделирования проявлений берегового эффекта для зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. В работе [Жданов и др., 1983] расчеты проводились по профилю, начинающемуся на континенте и пересекающему Татарский пролив,

о. Сахалин, Охотское море, Курильские о-ва и Курило-Камчатский глубоководный желоб. Геоэлектрический разрез континентальной части профиля представлял собой слоистую среду, отвечающую нормальному разрезу стабильных регионов, а в океанической части — слоистую среду, характерную для активных регионов. Расчеты выполнялись для периодов от 1 мин до 2 ч, показали влияние берегового эффекта на кривые магнитовариационного профилирования на различных периодах и подтвердили правильность построенной геоэлектрической модели. В работе [Бердичевский, Жданова и др., 1989] было проведено численное моделирование электромагнитного поля для трех различных двумерных моделей. Для двух из них брался хорошо проводящий приповерхностный слой, а для электропроводности земной коры и верхней мантии континентальной и океанической частей использовались данные по обобщенным геоэлектрическим разрезам стабильных и активных тектонических зон с наличием или отсутствием хорошо развитой астеносферы под океанической частью модели. В третьей модели отсутствовал осадочный чехол, а геоэлектрический разрез представлял собой плохо проводящий слой, лежащий на идеально проводящем основании. Расчеты показали, что в модели с осадочным чехлом и без хорошо развитой астеносферы под морской частью, влияние берегового эффекта на продольные кривые МТЗ ощущается на расстоянии до 250 км. В модели без осадочного чехла, т.е. при усилении геоэлектрического контраста между континентом и морем, на поперечной к границе суша—море электрической составляющей электромагнитного поля, происходит резкое увеличение ее значения, которое быстро уменьшается при удалении от берега в сторону континента и составляет 10% от нормального на периоде 10 с на расстоянии 75 км, а на периоде 10 000 с влияние берегового эффекта сказывается на расстоянии 300 км. На продольной к береговой линии электрической составляющей аномальное поле затухает быстрее, чем в моделях с осадочным чехлом, и на расстоянии 100 км от берега не отличается от нормального поля более чем на 10% при периодах свыше 100 с. Таким образом, расчеты показали, что при отсутствии осадочного чехла происходит более быстрое затухание берегового эффекта в сторону континента, т.е. **усиление геоэлектрического контраста суша—море необязательно приводит к усилению берегового эффекта**. Они отметили, что это интересное явление требует дальнейшего изучения, однако последующего развития данного

вопроса не произошло. На амплитудных кривых МТЗ береговой эффект проявляется в резком изменении уровня поперечной кривой, особенно в прибрежной зоне вплоть до 7 порядков на расстоянии 10 км от береговой линии, и его влияние проявляется на расстоянии до 400 км. На продольной кривой береговой эффект в прибрежной зоне выражен слабо и на расстояниях несколько десятков километров от берега она практически сливается с нормальной кривой.

На территории юга Хабаровского и Приморского краев по результатам полевых магнитовариационных исследований в десяти пунктах за период с 1984 по 1990 гг. были рассчитаны индукционные векторы для периодов 20, 60, 250, 1000, 3600, 10 000 с, построены зависимости величины типпера от периода вариаций, проведено численное двумерное моделирование геоэлектрических разрезов [Старжинский, 2004]. По результатам моделирования показана однородность поля длиннопериодных вариаций, подтверждено проявление берегового эффекта на всех прибрежных пунктах, выделена проводящая зона в верхней части земной коры, протягивающаяся в южном-юго-западном направлении от о. Ханка до побережья Японского моря и выделены проводящие блоки в верхней мантии под морем и континентом с кровлей на глубинах 7, 15, 47 и 47, 80, 140 км соответственно. Сочленение их предполагается в области шельфа или прибрежных участках континента. Анализ зависимости величины типпера от периода показал их различие в зависимости от месторасположения пункта относительно моря и его глубины и формы береговой линии. Так, на отдельных пунктах, расположенных на берегу Амурского залива и бухты Ольга, отмечается отличное от других направление индукционных векторов вплоть до периода 1000 с, что свидетельствует о влиянии локальных неоднородностей вблизи пунктов наблюдения.

В последние два десятилетия изучение берегового эффекта Азиатско-Тихоокеанского региона проводилось путем численного моделирования на трехмерных моделях [Никифоров и др., 2004; Мороз, Нурмухамедов, 2004; Мороз, Мороз, 2011; Мороз, Самойлова, 2017; Пальшин, Алексеев, 2017; Kuvshinov, Utada, 2010].

На Камчатке влияние берегового эффекта на кривые МТЗ было изучено с использованием физического и численного моделирования [Мороз, Кобзова, 1994; Мороз, Нурмухамедов, 2004; Мороз, Мороз, 2011; Мороз, Самойлова, 2017].

По результатам анализа магнитотеллурических данных п-ов Камчатка представляет собой двумерную геоэлектрическую структуру, простирающуюся в северо-восточном направлении и окруженную с запада и северо-запада водами Охотского моря с глубиной до 500 м, а с юга и востока — водами Тихого океана с глубинами до 7 км в пределах которого изучено проявление регионального и локального береговых эффектов на кривых МТЗ [Мороз, Мороз, 2011; Мороз, Самойлова, 2017].

Влияние регионального берегового эффекта наблюдается в области длинных периодов свыше 400 с в отклонении продольных и поперечных амплитудных и фазовых кривых от локально-нормальных: поперечные кривые имеют завышенные значения, а продольные заниженные [Мороз, Самойлова, 2017]. Локальный эффект начинает действовать от первых секунд и отмечается различным положением поперечных кривых относительно локально-нормальных. Его проявление связывается с береговой линией. На берегу заливов поперечная амплитудная кривая на длинных периодах расположена выше локально-нормальной кривой, а на полуостровах — ниже. Здесь также отмечается и изменение формы амплитудных и фазовых кривых относительно локально-нормальных. Моделирование показало, что береговой эффект вызывает гальванический эффект, который проявляется в смещении продольных и поперечных амплитудных кривых относительно локально-нормальных.

По результатам численного трехмерного моделирования магнитотеллурического поля [Мороз, Мороз, 2011] на основе анализа магнитовариационных параметров (типичных кривых типпера) на территории Камчатки было выделено четыре зоны с различной степенью проявления берегового эффекта, которые протягиваются вдоль простираания полуострова. Наименьшее влияние берегового эффекта отмечается в центральных частях полуострова, а максимальное — на восточном побережье. Анализ индукционных стрелок показал, что на периодах 100, 400 и 1600 с вещественные стрелки на западном побережье обращены в сторону Охотского моря, а на восточном — в сторону Тихого океана. Ориентация вещественных и мнимых стрелок зависит от очертания береговой линии. Моделирование показало, что наличие в геоэлектрическом разрезе на глубине 15 км проводящего слоя мощностью 20 км и удельным электрическим сопротивлением 10 Ом·м приводит

к уменьшению величины модулей действительного и мнимого векторов в несколько раз.

В работе [Никифоров и др., 2004] модель электропроводности южной части Дальнего Востока задавалась исходя из общих представлений о геоэлектрическом разрезе с приповерхностным слоем мощностью 8 км, подстилаемым распределением слоев с сопротивлениями, характерными для стабильных регионов Земли. Расчеты выполнены для диапазона от 1000 до 100 000 с, влияние берегового эффекта рассмотрено на периоде 2 ч. Показано, что на континентальной части юга Дальнего Востока расчетные значения модуля реального индукционного вектора имеют в основном величину 0.1–0.3, достигая 0.5 на побережье, и направлены на юго-восток под углом 130° – 150° . Расчеты показали, что основное влияние на поведение индукционных векторов оказывает неоднородное строение приповерхностного слоя. Однако *такая модель не дала объяснения в поведении кривых кажущегося сопротивления и фазы импеданса*.

Расчеты, выполненные по вертикальной компоненте Z суточных (S_q) вариаций геомагнитного поля для Японии [Kuvshinov, Utada, 2010], показали, что аномальное поведение геомагнитного поля может быть связано не с глубинными аномалиями электропроводности, а с влиянием трехмерного берегового эффекта. По результатам численного моделирования в зоне перехода от Тихого океана к Евразии было выявлено, что воздействие берегового эффекта может быть уменьшено при наличии глубинных проводящих разломов [Пальшин, Алексеев, 2017].

Изучение берегового эффекта проводится во всем мире как с использованием экспериментальных данных, так и путем численного моделирования (например, [Uyeshima et al., 2001; Zhang et al., 2012; Hitchman et al., 2000; Monteiro Santos F.A. et al., 2001; Naidu et al., 2011; Han et al., 2009; González-Castillo et al., 2015; Jang et al., 2018; Patro, Sarma, 2009; Yang, Yoo, 2009; Yang et al., 2010; Pandey et al., 2008; Malleswari, Veereswamy, 2014] и многие другие). Так, например, результаты двумерного численного моделирования для двухслойного геоэлектрического разреза показали, что его влияние ослабевает при удалении от береговой линии при уменьшении сопротивления верхнего слоя и при подъеме второго (астеносферного) слоя до глубины примерно 50 км [Malleswari, Veereswamy, 2014]. Трехмерное моделирование для реальных географических ситуаций (например [González-Castillo et al., 2015], показывает) что величина

берегового эффекта зависит от очертания береговой линии и наличия проводящих объектов в земной коре и верхней мантии. Однако такие проводящие объекты, как разлом (глубина 0–15 км, ширина 7 км, длина 110 км, сопротивление 10 Ом·м) и зона частичного плавления в верхней мантии (глубина от 40 до 80 км, ширина 70 км, сопротивление 10 Ом·м) проявились лишь на периоде 10 с. В целом, на периодах более 100 с реакция океана доминирует в передаточных функциях и скрывает сигналы от геологических тел в земной коре и верхней мантии.

Таким образом, исследования берегового эффекта показали, что он искажает геомагнитные вариации, и это приводит к некорректному выделению проводящих зон в литосфере. Его влияние зависит от геоэлектрического строения, наличия проводящих зон и разломов, географической обстановки изучаемого района. *Однако его величина не всегда зависит от контрастности сопротивлений на границе континент–море* [Бердичевский и др., 1989], *а имеющиеся геоэлектрические модели литосферы, удовлетворительно объясняющие поведение берегового эффекта на территории юга Дальнего Востока России, плохо согласуются с кривыми кажущегося сопротивления и фазы импеданса* [Никифоров и др., 2004].

На территории континентальной части юга Дальнего Востока МТЗ выполняются в широком частотном диапазоне, начиная с 70-х годов прошлого столетия, но изучение влияния берегового эффекта на полевые данные не проводилось. Нами, в период с 2016 по 2018 гг., была выполнена регистрация естественного электромагнитного поля Земли в широком частотном диапазоне от 10 кГц до 10^{-3} Гц на трех профилях МТЗ [Каплун, Бронников, 2018а; 2019; 2020], которые начинаются на континенте, протягиваются на 250–300 км и заканчиваются на побережье Японского моря (рис. 1). Мы рассмотрели влияние берегового эффекта на полевые данные и обнаружили, что он практически не выражен на амплитудных кривых. Нами были сделаны численные расчеты различных моделей для двумерных и трехмерных сред [Каплун, Бронников, 2018б] и получены результаты, которые легли в основу статьи. Целью данной работы является изучение влияния берегового эффекта на результаты МТЗ в континентальной части юга Дальнего Востока России, выявление условий его проявления и учета при интерпретации.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Район исследований включает в себя южную часть Сихотэ-Алинской складчатой системы (САСС) и сопредельный с ней Ханкайский массив [Государственная..., 2011б]. Изучаемая территория расположена на восточной окраине Евразийского континента и является пассивной континентальной окраиной, которая сформировалась в процессе среднеюрско-меловой аккреции к Сибирскому кратону различных по происхождению террейнов [Ханчук и др., 1995]. Регион имеет сложное тектоническое строение сформированное в геодинамической обстановке калифорнийского типа, характерной чертой которой является переход субдукционных и спрединговых границ плит в границу относительно скольжения литосферных плит [Ханчук и др., 1997; Геодинамика..., 2006; Голозубов, 2006; Ханчук, Мартынов, 2011; Ханчук, Гребенников и др., 2019]. В период своего развития в регионе происходило чередование зон сжатия и растяжения, разнонаправленные сдвиговые перемещения, масштабное проявление магматизма с разнообразным составом пород.

Сихотэ-Алинская складчатая система протягивается в северо-восточном направлении почти на 1500 км от южного побережья Приморья до южного побережья Охотского моря. Южная часть САСС на западе граничит с Ханкайским массивом по разломам — Арсеньевскому, Алчанскому. Восточная граница САСС скрыта под водами Японского моря. Складчатая система состоит из Западной, Центральной, Восточной и Прибрежной структурно-формационных зон, представляющих собой крупные тектонические блоки. Формирование САСС началось в неогене и продолжалось вплоть до позднего альба в обстановке трансформной окраины при крупномасштабных левосторонних перемещениях по системе окраинно-континентальных сдвигов. Формирование новообразованной континентальной литосферы завершилось внедрением больших объемов гранитоидных магм, образовавших тела хунгарийского и татибинского комплексов. Постаккреционными образованиями пояса являются комплексы позднемеловых и кайнозойских вулканитов Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Вулканиты пояса перекрывают складчатые структуры Прибрежной и Восточной зон, а отдельные его звенья заходят далеко на запад и залегают на всех более древних образованиях, вплоть до раннепротерозойских [Государственная ..., 2011а] (рис. 1).

Ханкайский массив имеет сложное строение и представлен блоками докембрийского кристаллического фундамента (Матвеевская, Нахимовская, Гродековская и Сергеевская зоны), разделенные структурами деформированного чехла, сложенными раннепалеозойскими формациями [Государственная ..., 2011а].

Основными разломами на изучаемой территории являются: Центральный Сихотэ-Алинский (ЦСАР), Алчанский, Меридиональный, Самаркинский, Арсеньевский, Фурмановский, Среднеханкайский, Партизанский [Государственная ..., 2011б] (рис. 1).

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Профили МТЗ (рис. 1) протягиваются на 250–300 км, пересекая САСС вкост его простираения, и заканчиваются на побережье Японского моря. Профили расположены неравномерно. Три профиля: г. Дальнереченск—п. Пластун (ДП), г. Спасск-Дальний—бух. Зеркальная (СЗ), с. Абражеевка—п. Валентин (АВ), отстоят друг от друга на расстоянии 80–150 км. Измерения электромагнитного поля проводились цифровой 24-разрядной электроразведочной станцией MTU-5A с магнитными индукционными датчиками МТС-30 и МТС-50, производства фирмы Phoenix Geophysics Ltd (Канада) в широком частотном диапазоне от 10^4 Гц до 4×10^{-4} Гц. Измерение электрического поля проводилось с использованием линий длиной 70–100 м, вытянутых в направлениях север-юг (Ех) (север соединялся с положительной клеммой прибора, юг — с отрицательной) и восток-запад (Еу) (восточный электрод соединялся с положительной клеммой прибора, западный — с отрицательной). Для заземления использовались слабополяризующиеся электроды Pb—PbCl. Измерялись три компоненты магнитного поля, Нх, Ну — по направлениям электрических линий, и вертикальная составляющая Нz. Время регистрации в большинстве случаев составляло 18–20 ч. Шаг измерения между точками варьировал от 2 до 7 км, но в среднем составлял 5 км.

Анализ амплитудных кривых, полученных в результате полевых измерений, показал, что на них не наблюдается значительного расхождения продольной и поперечной кривых даже на пунктах зондирования, расположенных вблизи берега моря. На профиле ДП ближайший пункт наблюдения расположен в нескольких сотнях метрах от берега моря, на профиле СЗ на расстоянии 2.5 км, а на профиле АВ — около 100 м. Продольная и поперечная кривые имеют

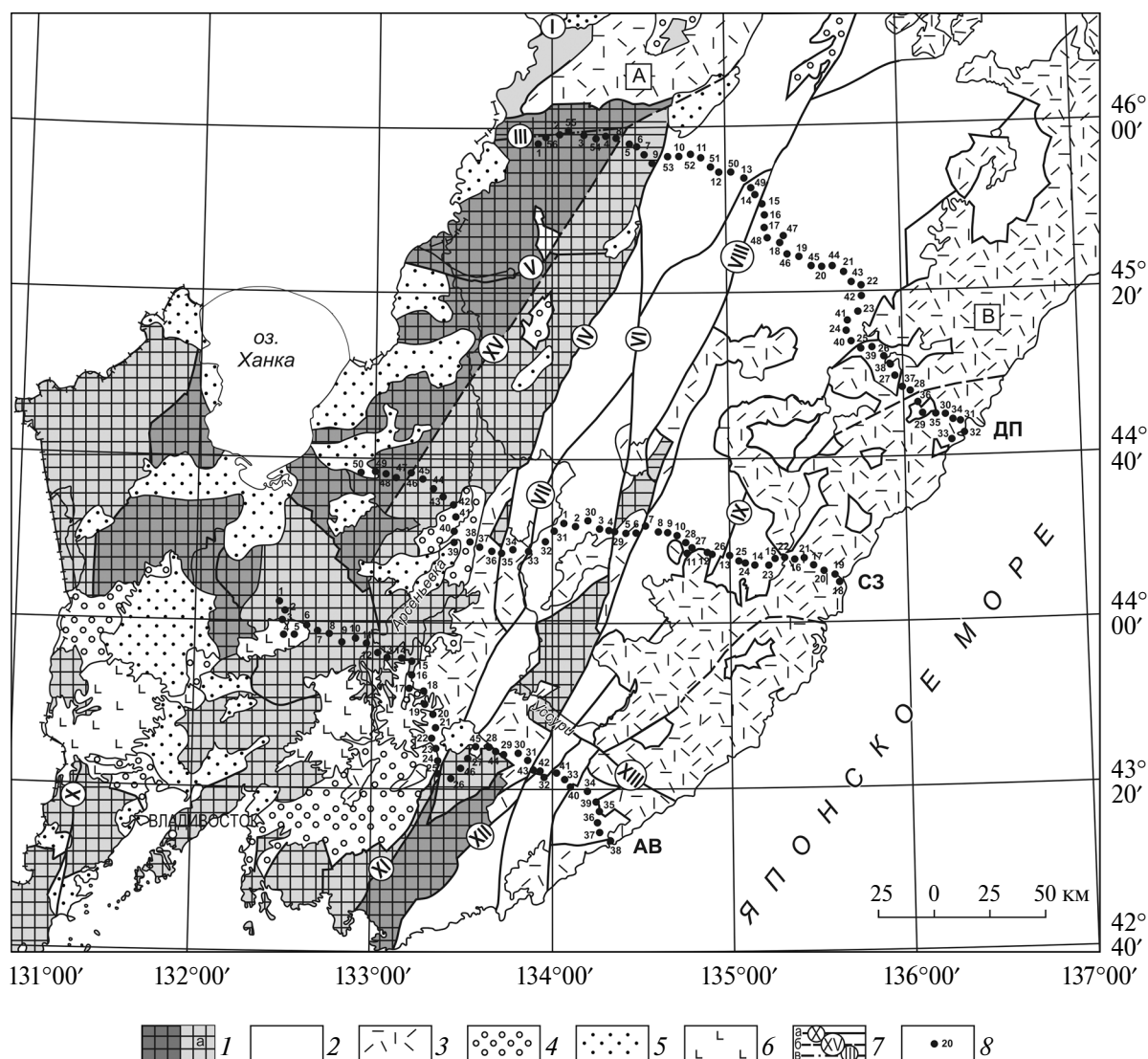


Рис. 1. Схема геолого-структурного районирования по работе [Государственная геологическая карта..., 2011] с профилями МТЗ [Каплун, Бронников, 2018а; 2019; 2020].

1 – Ханкайский массив, в том числе: а – структуры деформированного чехла Ханкайского массива; 2 – Сихотэ-Алинская складчатая система; 3 – окраинно-континентальные вулканические структуры: А – Алчанский ареал, В – Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс; 4 – наложенные меловые впадины; 5 – кайнозойские континентальные впадины; 6 – покровы плато-базальтов; 7 – разрывные нарушения (а – достоверные, б – предполагаемые, в – скрытые); III – Дальнереченский, IV – Арсеньевский, V – Кабаргинский, VI – Меридиональный, VII – Самаркинский, VIII – Центральный, IX – Фурмановский, X – Западно-Приморский, XI – Партизанский; XII – Кривинский, XIII – Южно-Приморская группа разломов, XV – Среднеханкайский; 8 – пункты МТЗ и их номера профилей: ДП – г. Дальнереченск–п. Пластун [Каплун, Бронников, 2019], СЗ – г. Спасск-Дальний–бух. Зеркальная [Каплун, Бронников, 2018а], АВ – с. Абражеевка–п. Валентин [Каплун, Бронников, 2020].

близкую друг другу форму и близки по уровню сопротивлений. На некоторых береговых точках профиля АВ (№ 37 и № 38) и профиля СЗ (№ 20) форма кривых явно отличается от эффекта, вызванного влиянием моря, и соответствует влиянию проводящего разлома (рис. 2).

Для определения степени проявления берегового эффекта мы использовали магнитовариационные функции отклика, которые

определяются из линейных соотношений между вертикальной и горизонтальной компонентами магнитного поля. Одним из таких параметров являются индукционные стрелки или типпер Визе–Паркинсона. Мы использовали типпер в соглашении Визе, когда вещественный вектор направлен от зоны повышенной электропроводности к зоне пониженной электропроводности.

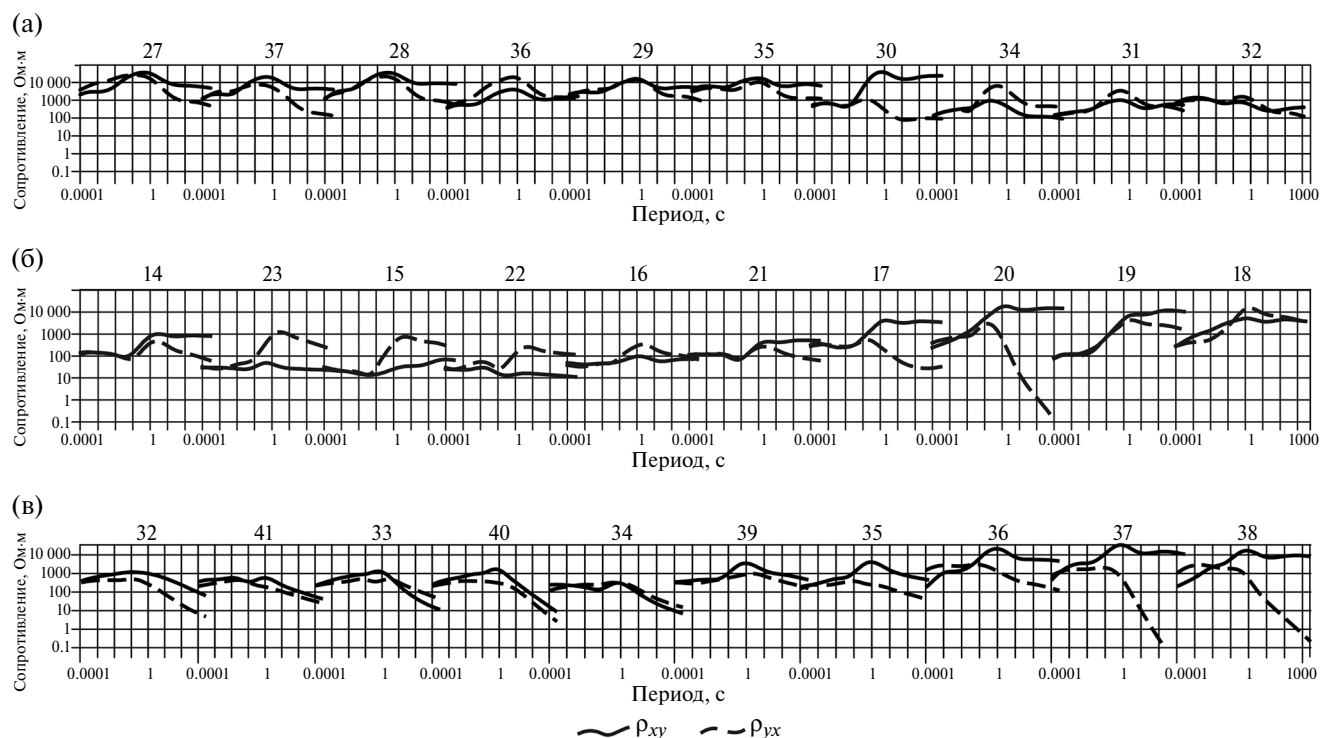


Рис. 2. Амплитудные кривые профилей МТЗ в прибрежной континентальной части юга Дальнего Востока, показанных на рис. 1: (а) – ДП, (б) – СЗ, (в) – АВ.

Вертикальная и горизонтальные компоненты геомагнитного поля связаны соотношением

$$H_z = W_{zx}H_x + W_{zy}H_y,$$

где H_z , H_x , H_y – составляющие геомагнитного поля, W_{zx} , W_{zy} – компоненты матрицы типпера $W = [W_{zx}, W_{zy}]$.

Матрица типпера Визе в векторной форме

$$W = W_{zx}1_x + W_{zy}1_y.$$

Комплексная индукционная стрелка W состоит из вещественной и мнимой индукционных стрелок:

$$W = \text{Re}W + i\text{Im}W,$$

где $\text{Re}W = \text{Re}W_{zx}1_x + \text{Re}W_{zy}1_y$ – вещественная индукционная стрелка;

$\text{Im}W = \text{Im}W_{zx}1_x + \text{Im}W_{zy}1_y$ – мнимая индукционная стрелка;

1_x , 1_y – единичные направляющие векторы вдоль осей x , y .

Величина вектора зависит от величины избыточных токов, текущих в проводниках,

расположенных вблизи точки наблюдения или под ней. При приближении к поверхностному проводнику величина вектора будет увеличиваться, а его направление будет указывать от проводника. При наличии проводника под точкой наблюдения величина вектора будет минимальная. Это условие действует при определенной глубине проводника и частоте регистрации геомагнитного поля.

На рис. 3 показано поведение вещественного вектора на каждой точке трех профилей для периодов 5.4, 10, 54, 100, 541 и 1000 с. На рисунке видно, что на периодах 5.4 и 10 с отчетливо проявлено влияние берегового эффекта на прибрежных пунктах, на которых векторы имеют величину, близкую к 1 или даже больше, и направлены от моря перпендикулярно береговой линии. В глубине континента поведение векторов имеет в основном хаотичный характер, который связывается с наличием локальных проводников в земной коре. На периодах 54 и 100 с влияние берегового эффекта увеличивается на большее расстояние от берега, хаотичное направление векторов сменяется на более устойчивое, выделяются отдельные группы пунктов с близкими направлениями, что может быть связано с наличием проводников в верхней мантии.

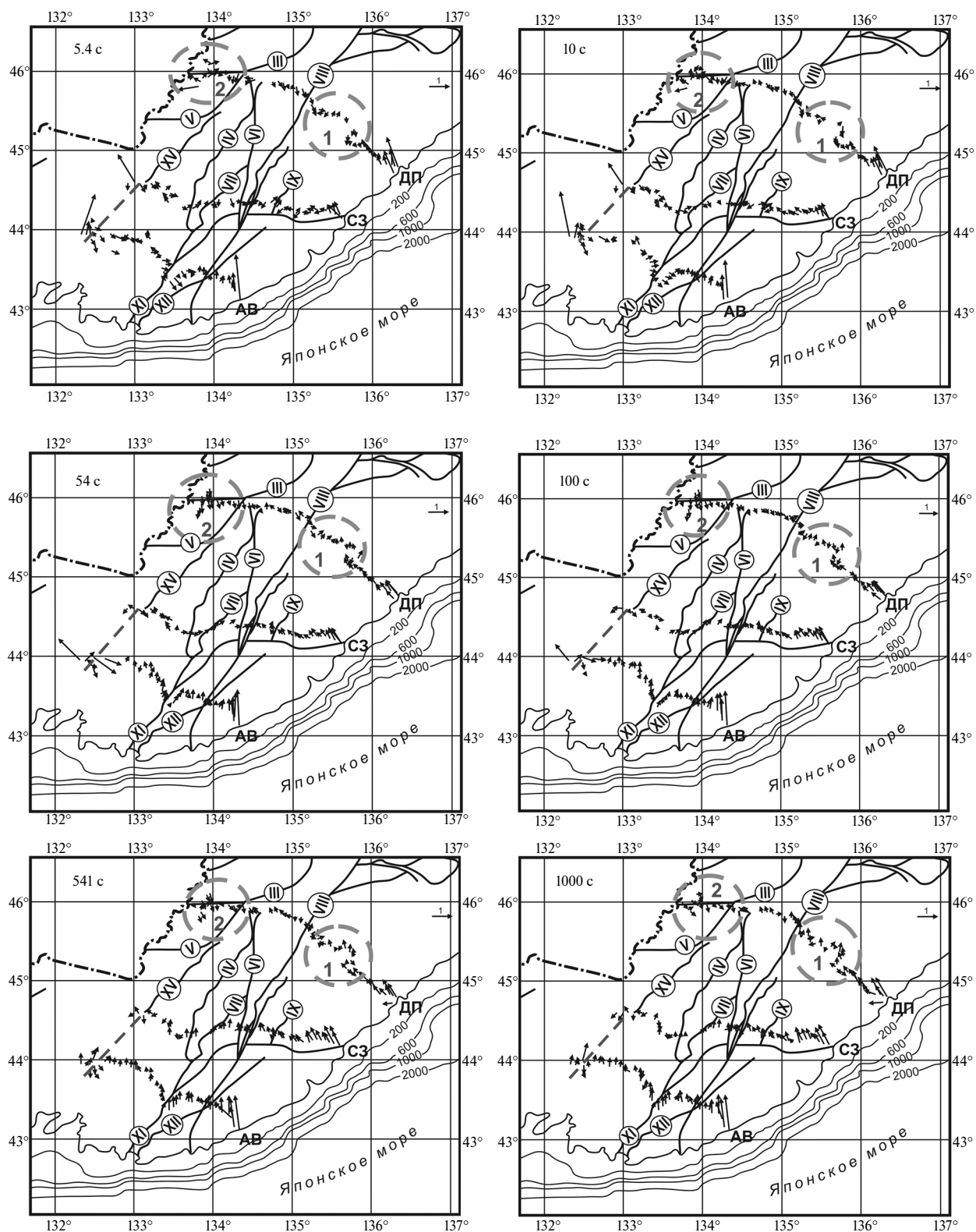


Рис. 3. Вещественные векторы Визе для периодов 5.4, 10, 54, 100, 541 и 1000 с.

Пунктирные круги серого цвета с номерами показывают районы аномального поведения векторов Визе. Серой пунктирной линией обозначено предполагаемое продолжение разлома XV. Изолиниями показана глубина моря в метрах. Кругами с римскими цифрами обозначены разломы согласно рис. 1.

На периодах 541 и 1000 с большая часть векторов направлена от берега моря за исключением отдельных участков, которые показаны на рис. 3 овалами с номерами и линией. На профиле ДП на всех представленных периодах выделена область 1 с аномальным поведением векторов, которое проявляется в их развороте в сторону моря и резком уменьшении их величины вплоть до близких к нулю значений на отдельных периодах. Подобное поведение векторов свидетельствует о сильной аномалии проводимости расположенной в земной коре. Вторая аномалия низкого электрического сопротивления расположена к северо-западу от профиля ДП и проявляется в устойчивом юго-восточном направлении векторов начиная с периода 54 с. Еще один объект аномально высокой проводимости выделен на западной оконечности профилей АВ и СЗ, где отмечается разнонаправленное поведение векторов, которое позволяет нам выделить здесь линейную зону, которая может являться или продолжением Среднеханкайского разлома (рис. 1) или продолжением проводящей зоны, выделенной автором работы [Старжинский, 2004] севернее западного окончания профиля СЗ.

АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ

По трем профилям были построены разрезы частотных зависимостей величины вещественного типпера Визе (W) (рис. 4) и его горизонтальных составляющих (W_{zx} и W_{xy}) (рис. 5) от периода.

Величина вещественного типпера W_r (рис. 4) и его составляющих по направлениям W_{rx} (рис. 5а, 5в, 5д) и W_{ry} (рис. 5б, 5г, 5е) очень сильно варьирует как по простиранию, так и с изменением периода. На всех трех разрезах типпера W (рис. 4) видно, что вблизи моря его величина минимальна (менее 0.1) до периодов 10^{-3} с. С увеличением периода на профилях СЗ и ДП его величина резко увеличивается в пределах 30–40 км от берега и может превышать величину 0.2, которая согласно [Dosso, Meng, 1992] соответствует влиянию берегового эффекта, на расстоянии примерно 60 км от берега. На профиле АВ это влияние проявляется на протяжении 130 км, но это связано с тем, что он расположен наиболее близко к береговой линии, максимально около 100 км. На всех трех разрезах хорошо видно, что на периодах до 0.1 с величина типпера W имеет большие значения в узкой береговой полосе около 10 км, а с увеличением периода его величина плавно уменьшается. Наибольшее

расстояние, при котором проявляется влияние берегового эффекта, отмечается в диапазоне периодов от 100 до 1000 с.

Из разрезов горизонтальных составляющих W_{rx} (рис. 5а, 5в, 5д) и W_{ry} (рис. 5б, 5г, 5е) видно, что для профиля ДП в зоне действия берегового эффекта они примерно одинаковы и вещественный типпер W направлен в основном на северо-запад (рис. 3). На профиле СЗ в 30-километровой прибрежной зоне величины W_{rx} и W_{ry} примерно одинаковые, но с удалением от берега начинает преобладать меридиональная составляющая типпера и вещественный типпер W начинает разворачиваться ближе к северному направлению. На профиле АВ отмечается преобладание северной составляющей W_{rx} вещественного типпера W и разворотом его в северном и северо-восточном направлениях.

Таким образом, для профиля АВ основное влияние имеют токи, текущие в широтном направлении, а для профилей СЗ и ДП — в меридиональном, вдоль восточного побережья САСС. Это согласуется с выводами в работе [Brewitt-Taylor, 1975], полученными по результатам двумерных и трехмерных расчетов, что горизонтальное магнитное поле, нормальное к побережью, индуцирует сопоставимые магнитные поля по вертикали и горизонтали, нормальные к побережью, но небольшое поле вдоль побережья. Таким образом, корреляция будет иметь место только между вертикальной и горизонтальной нормалью к побережью.

Другой характерной особенностью разрезов на рис. 4 и рис. 5 является наличие зон высоких значений типперов как на отдельных участках, так и в определенном диапазоне периодов. На разрезах видно, что большая часть аномально высоких значений типпера расположена в диапазоне периодов от 10^{-1} до 1 с. Это свидетельствует о том, что на коротких периодах основное влияние на величину вектора оказывают геоэлектрические неоднородности в земной коре.

На рис. 6 показаны азимуты направлений вещественного (ReW) и мнимого (ImW) типперов в зависимости от периода по профилям. На рисунках видно, что в области периодов свыше 1 с, начиная от прибрежных пунктов, наблюдается область устойчивых направлений вещественного типпера, которая как бы погружается в сторону континента при увеличении периода (рис. 6а, 6в, 6д). Такая же тенденция наблюдается и в поведении мнимого типпера, но начиная с периода свыше 0.1 с (рис. 6б, 6г, 6е). При этом на вещественных типперах это прослеживается

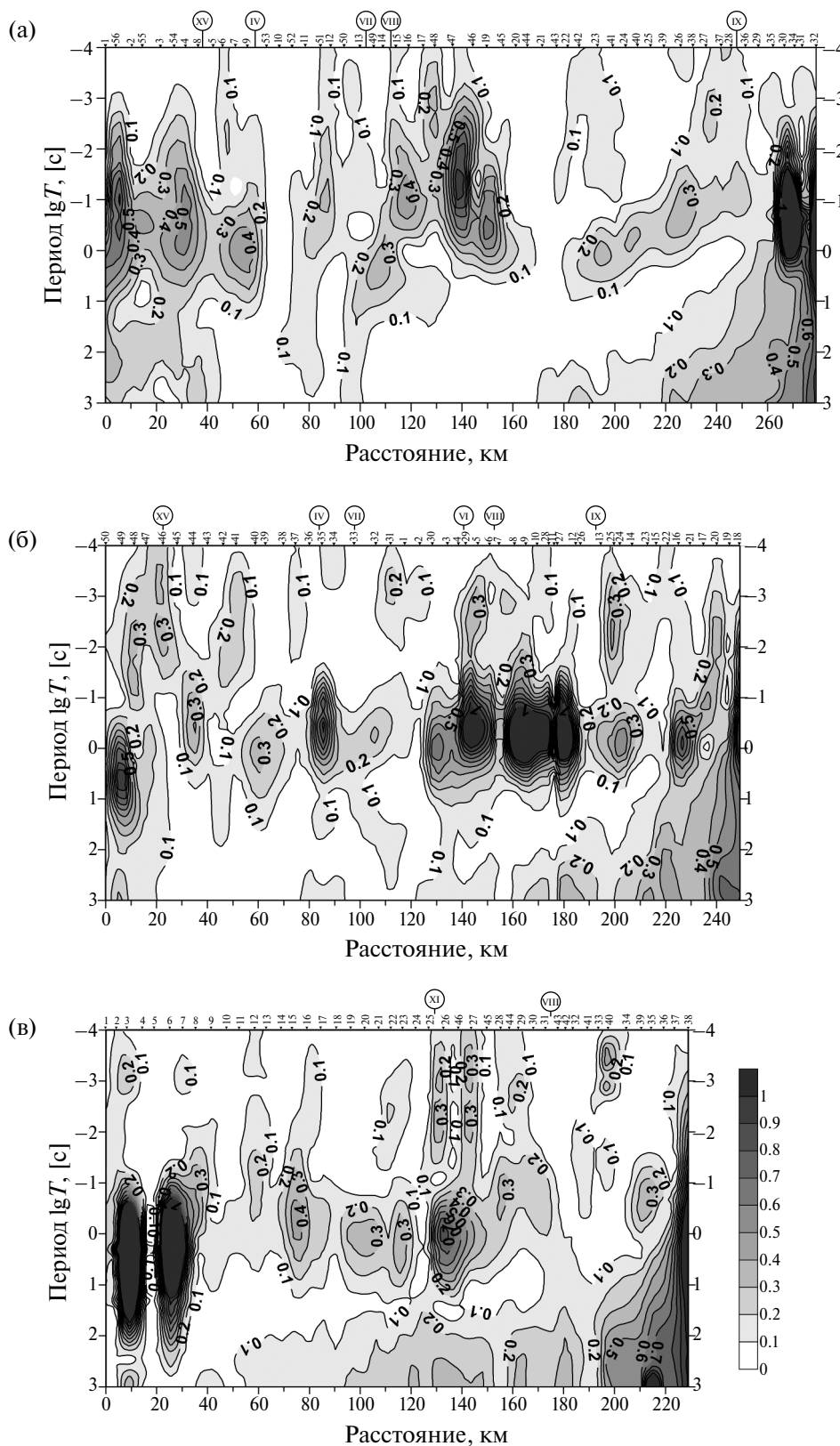


Рис. 4. Величина вещественного типпера W в зависимости от периода по профилям: (а) – ДП, (б) – СЗ, (в) – АВ. Над разрезами показаны пункты МТЗ и их номера. Римскими цифрами в кружках обозначены разломы согласно рис. 1.

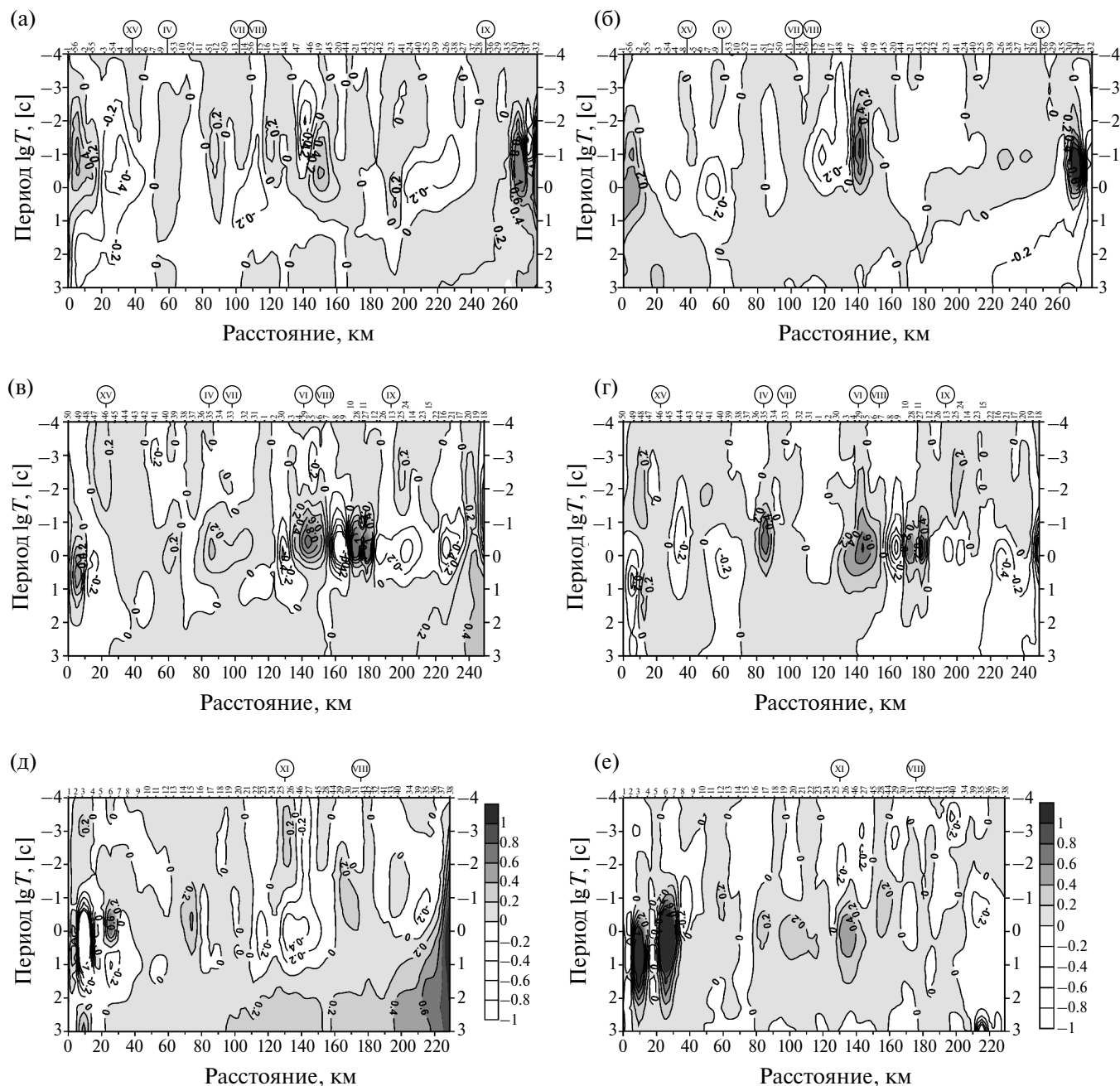


Рис. 5. Величина вещественного типпера по направлениям на север W_{rx} и на восток W_{ry} в зависимости от периода по профилям: (а), (б) — ДП, (в), (г) — СЗ, (д), (е) — АВ. Над разрезами показаны пункты МТЗ и их номера. Римскими цифрами в кружках обозначены разломы согласно рис. 1.

на расстоянии около 100 км на профилях ДП и СЗ и около 200 км на профиле АВ. На многих типперах такая тенденция наблюдается на протяжении всей длины профилей и их азимуты, в основном, имеют южное направление. Азимуты вещественных типперов меняют свое направление от профиля к профилю. В выделенной области на профиле ДП (рис. 6а) вещественные типперы, в основном, имеют

западное—северо-западное направления, на профиле СЗ (рис. 6в) — северное—северо-западное, а на профиле АВ (рис. 6д) — северное—северо-восточное. Таким образом, наличие данных областей с устойчивыми направлениями типперов, во-первых, свидетельствуют о наличии берегового эффекта, во-вторых, о дальности его влияния, в-третьих, о направлении его влияния.

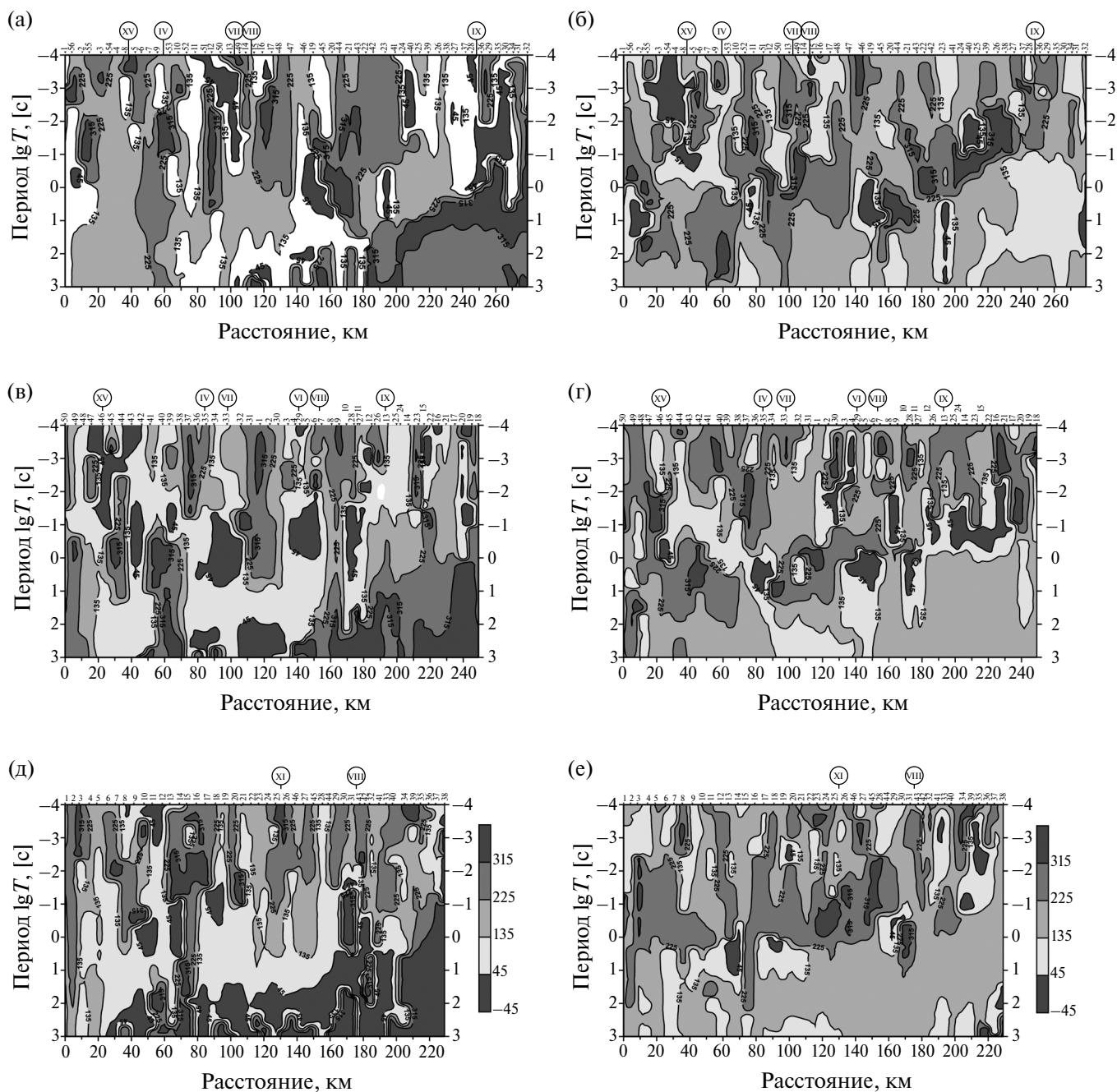


Рис. 6. Азимут вещественного и мнимого типперов в зависимости от периода по профилям: (а), (б) — АВ; (в), (г) — СЗ; (д), (е) — ДП. Над разрезами показаны пункты МТЗ и их номера. Римскими цифрами в кружках обозначены разломы согласно рис. 1. Северное направление — 0° , восточное направление — “+”, западное — “-”.

Расчет разности углов направлений вещественного и мнимого векторов типпера показал отсутствие коллинеарности между ними практически во всем диапазоне периодов, что свидетельствует о значительной геоэлектрической неоднородности разреза.

МОДЕЛЬНЫЕ РАСЧЕТЫ

Модельные расчеты проводились с использованием программы ModEM [Kelbert et al., 2014] на вычислительных ресурсах ЦКП “Центр данных ДВО РАН” [Сорокин, Макогонов и др., 2017]. В вычислениях использовалась модель со

следующими параметрами сетки: 166 ячеек по оси x , 169 — по оси y и 27 — по оси z . В горизонтальном направлении основная зона модели имела размеры 152×155 ячейки с шагом 2.5 км, размер остальных ячеек по краям увеличивался с 5 до 300 км для гашения краевых эффектов при решении. Вертикальная сетка начиналась с 50 м и постепенно увеличивалась до 160 км. Прямая задача решалась для основного, дополнительного импедансов и типпера. Сетка периодов состояла из 50 периодов в диапазоне от 0.0001 до 1000 с.

Для изучения явления берегового эффекта были созданы различные модели, для которых произведен расчет прямой задачи в диапазоне периодов от 0.0001 до 1000 с. Для анализа использовались пункты зондирования трех профилей в Приморье: Дальнереченск—Пластун (ДП), Спасск-Дальний—Зеркальная (СЗ), Абражеевка—Валентин (АВ) (рис. 1).

В качестве исходной была создана горизонтально-слоистая модель. Первый слой — мощностью 30 км и сопротивлением $10\,000\text{ Ом}\cdot\text{м}$, второй — 55 км, $300\text{ Ом}\cdot\text{м}$, третий — 35 км, $450\text{ Ом}\cdot\text{м}$, четвертый — 40 км сопротивлением $100\text{ Ом}\cdot\text{м}$, пятый — мощностью 80 км сопротивлением $50\text{ Ом}\cdot\text{м}$, шестой — 320 км сопротивлением $10\text{ Ом}\cdot\text{м}$. Горизонтально-слоистая модель была построена на основе обобщения разрезов профилей, полученных ранее при инверсии МТЗ [Никифоров и др., 2013; Каплун, Бронников, 2018а; 2019; 2020].

На первом этапе была создана базовая модель, состоящая из исходной модели в которую добавлено море с учетом береговой линии и батиметрии. В модели оно представлено слоем переменной мощности, расположенным в южной и восточной частях модели с сопротивлением $0.3\text{ Ом}\cdot\text{м}$. После добавления моря береговой эффект распространился на расстоянии около 100 км от берега (рис. 7). Влияние берегового эффекта начинает сказываться на форме как на меридиальной, так и на широтной кривых уже с периодов 0.01 с. Сами же кривые искажены неодинаково, что объясняется формой берега и положением точек относительно него. Наиболее искаженными оказались кривые пунктов, расположенных на границе суша—море. Их уровень сопротивления, а иногда и форма резко отличаются от кривых, полученных на соседних точках. Однако уже на расстоянии 4–5 км их форма близка к форме остальных точек профиля.

При движении по профилю от береговой линии происходит постепенное ослабление берегового эффекта. На рис. 7 видно, что на профилях ДП и СЗ береговой эффект на широтных и меридиональных кривых проявляется одинаково, а на профиле АВ происходит как бы инверсия влияния берегового эффекта. Это выражается в том, что те искажения кривых, которые наблюдались на профилях ДП и СЗ, также наблюдаются и на профиле АВ, но на других кривых, т.е. искажения на меридиональных кривых профилей ДП и СЗ сходны с искажениями на широтных кривых профиля АВ и наоборот. Это показывает, что на поведение кривых оказывает влияние различное направление токов, текущих в море. Полученный результат согласуется с практическими данными, представленными на рис. 5, где видны отличия в различных составляющих индукционного вектора для каждого профиля.

Особенностью поведения кривых является их подверженность влиянию берегового эффекта от положения точки наблюдения относительно береговой линии. Эта зависимость показана на кривых профиля СЗ (рис. 7ж и 7з), которые рассчитаны для условия, при котором море расположено лишь с одной стороны перпендикулярно линии профиля. Эта ситуация соответствует двумерной модели. Сопоставление кривых рис. 7в и рис. 7г с кривыми рис. 7ж и рис. 7з показывает сильное влияние береговой линии на форму кривых. Наиболее сильно это отражается на меридиональных кривых (рис. 7в), форма которых резко отличается от двумерного случая (рис. 7ж). На периодах свыше 1 с происходит воздымание правой ветви амплитудных кривых, которая постепенно спадает по мере удаления пункта наблюдения от береговой линии. На широтных кривых (рис. 7г), наоборот, отмечается ослабление влияния берегового эффекта на длиннопериодных ветвях амплитудных кривых. Но влияние берегового эффекта отмечается на обеих кривых, широтной и меридиональной, на примерно одинаковом расстоянии от берега.

На следующем этапе, на основе результатов ранее выполненных работ методом МТЗ на акватории Японского моря [Никифоров, Дмитриев, 2007; Никифоров и др., 2013], было уточнено строение геоэлектрического разреза под морем (рис. 8ж). Первый слой сопротивлением $5000\text{ Ом}\cdot\text{м}$ и мощностью 7 км, второй слой мощностью 3 км и сопротивлением $450\text{ Ом}\cdot\text{м}$, соединяющийся на стыке континента и моря с третьим слоем базовой модели. Третий слой сопротивлением $300\text{ Ом}\cdot\text{м}$ и мощностью 73 км,

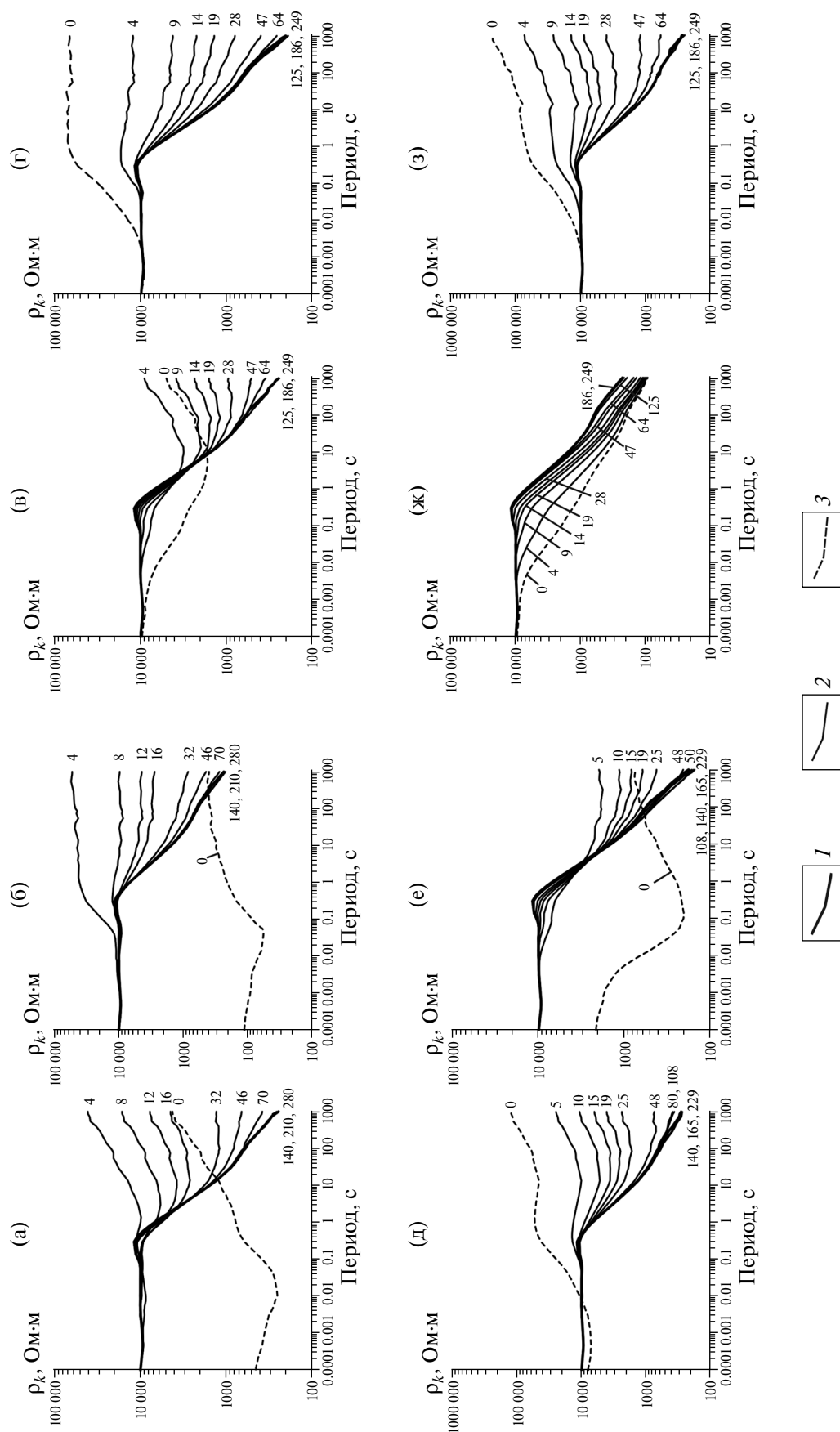


Рис. 7. Расчетные амплитудные кривые ρ_{yx} и ρ_{yx} для базовой модели с учетом береговой линии и батиметрии по профилям: (а), (б) – ДП; (в), (г) – СЗ; (д), (е) – АВ. Графики (ж), (з) показывают влияние берегового эффекта на амплитудные кривые без учета береговой линии на примере профиля СЗ. Цифры у кривых – расстояние до берега по профилю, в км: 1 – континентальная кривая, 2 – кривые рядовых точек профиля, 3 – кривая береговой точки профиля.

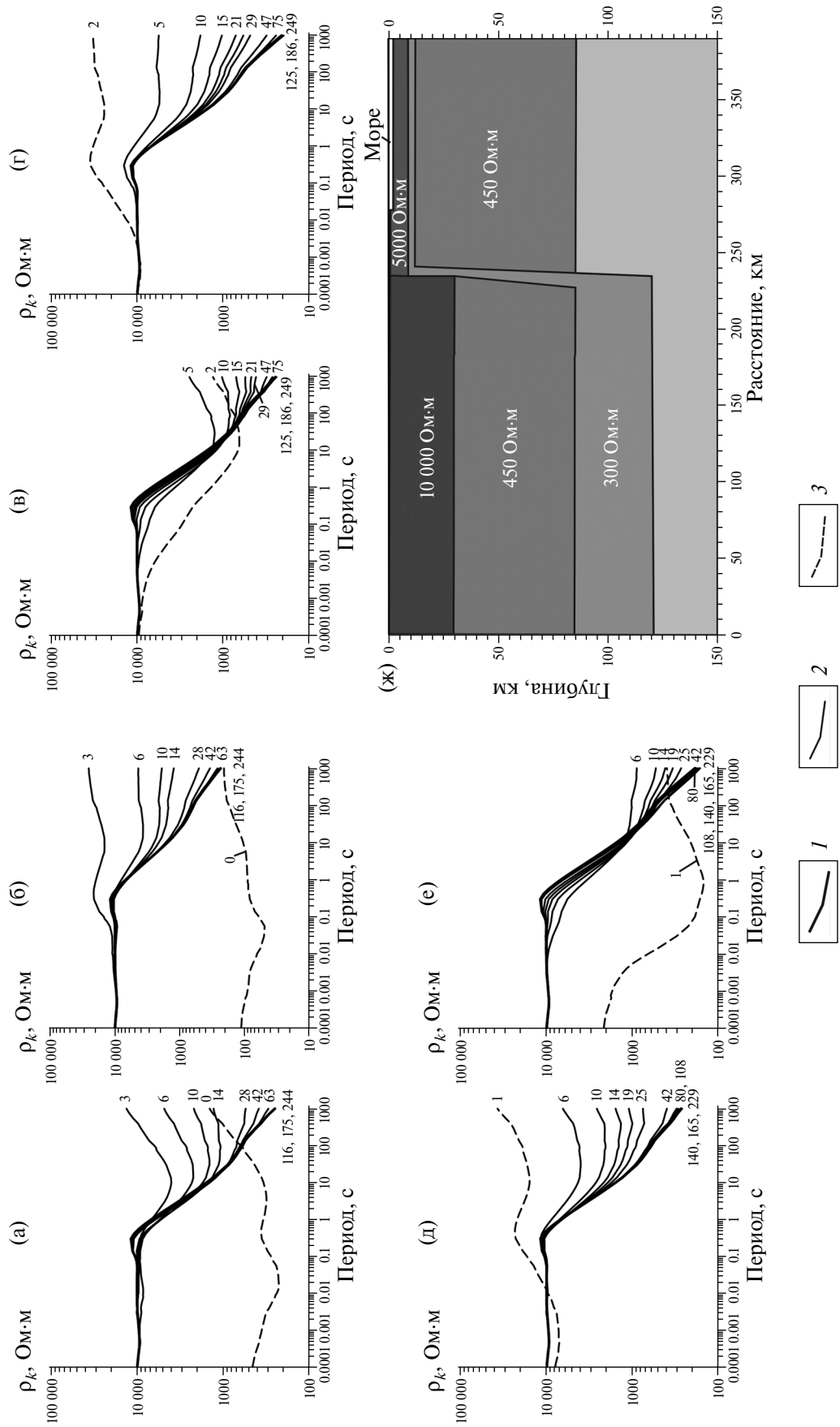


Рис. 8. Расчетные амплитудные кривые ρ_{xy} и ρ_{yx} для базовой модели с континентальной и морской частями по профилям: (а), (б) – ДП; (в), (г) – СЗ; (д), (е) – АВ; ж – геоэлектрический разрез; 1 – континентальная кривая, 2 – кривые рядовых точек профиля, 3 – кривая береговой точки профиля.

четвертый слой базовой модели сопротивлением $100 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ под морем был поднят до 85 км .

Изменения модели привели к ослаблению берегового эффекта (рис. 8а–8е). Уровень сопротивлений длиннопериодных ветвей как меридиональной, так и широтной амплитудных кривых уменьшился в несколько раз. Их отклонение от континентальной кривой стало происходить на более длинных периодах при удалении от береговой линии.

Для определения степени влияния глубины залеганий проводящего астеносферного слоя под морем и его сопротивления на проявление берегового эффекта было рассчитано несколько моделей (рис. 9). На рисунке видно, что изменение глубины залегания астеносферного слоя под морем с 50 до 100 км при сопротивлении $100 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ слабо влияет на изменение поведения длиннопериодных ветвей амплитудных кривых (рис. 9а–9е). Их уровень незначительно уменьшается при уменьшении глубины залегания проводящего слоя астеносферы. Более существенное влияние на форму правых ветвей амплитудных кривых оказывает понижение его сопротивления (рис. 9ж, 9з). В этом случае длиннопериодные ветви меридиональных кривых вблизи береговой линии начинают выполаживаться, а при удалении от берега ниспадают. На широтных кривых, на длинных периодах, отмечаются ниспадающие ветки на всех пунктах независимо от расстояния до берега.

Для рассмотрения влияния осадочного слоя на проявление берегового эффекта в базовую модель был добавлен слой мощностью 0.15 км и сделаны расчеты для сопротивления осадков 100 , 10 и $2 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ (рис. 10). Добавление осадочного слоя привело к ослаблению его воздействия в области высоких частот. С уменьшением сопротивления осадочного чехла происходит смещение влияния берегового эффекта в область более длинных периодов. На профиле СЗ влияние берегового эффекта на широтных кривых начинает сказываться на более длинных периодах по сравнению с меридиональными.

Для рассмотрения влияния разломов в базовую модель были добавлены вертикальные проводники шириной 2.5 км и глубиной заложения 30 км , до подошвы верхнего слоя высокого сопротивления, согласно схеме разломов, представленной на рис. 3. Расчеты проводились для различных сопротивлений разломов – 100 , 10 и $2 \text{ Ом} \cdot \text{м}$. Исключение составил ЦСАР, сопротивление которого было высоким и составляло $9000 \text{ Ом} \cdot \text{м}$. Такое сопротивление ЦСАР было

принято, исходя из ранее выполненных работ вкрест его простирания [Каплун, Бронников, 2018а; 2019; 2020]. Результаты расчетов представлены на примере профиля СЗ (рис. 11). Наличие разломов в значительной мере искажает форму кривых, особенно широтной кривой. Наибольшим искажениям подвержены кривые пунктов, расположенных в зоне разлома и вблизи берега моря на расстоянии около 10 км . При уменьшении сопротивления разломов происходит ослабление влияния берегового эффекта на кривые на периодах свыше 0.1 с при тех же расстояниях до берега.

Для дальнейшего изучения влияния сети разломов на проявление берегового эффекта в модель были введены еще два разлома. Один располагался на континенте и протягивался вдоль береговой линии на расстоянии примерно $25\text{--}35 \text{ км}$, а второй – в море на расстоянии около $40\text{--}50 \text{ км}$ от берега. Введение в расчет данных разломов обусловлено геологическими данными [Уткин, 1976; 1978; Геология..., 1987]. Глубина заложения разломов располагалась на уровне подошвы слоя высокого сопротивления $10\,000 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ для континента и $5000 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ для моря и составляла 30 и 9 км соответственно.

Из рис. 12а, 12б видно, что введение в модель дополнительных разломов привело к новым искажениям амплитудных кривых как меридиональной, так и широтной. Вблизи береговой линии произошло воздымание правых ветвей меридиональных кривых на периодах свыше 10 с и выполаживание широтных кривых. При задании сопротивления $2 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ для всех разломов как континентальных, так и морского (рис. 12в, 12г), у меридиональных и широтных кривых появляются ниспадающие правые ветви кривых на периодах свыше 100 с .

Таким образом, наличие в геоэлектрическом разрезе глубинных проводящих разломов приводит к сильным искажениям амплитудных кривых, которые затрудняют выявление влияния берегового эффекта в прибрежной зоне. С другой стороны, хорошо проводящие разломы как континентальные, так и морские, приводят к ослаблению влияния берегового эффекта на периодах свыше 10 с .

Кроме этого, нами была рассмотрена модель сверхглубинных флюидно-разломных систем, предложенная в работах [Никифоров и др., 2018а; 2018б], которая представляет собой блок высокого сопротивления в несколько тысяч $\text{Ом} \cdot \text{м}$, погруженный в астеносферу, разрывающий сплошность ее электропроводимости и обрамленный с обеих

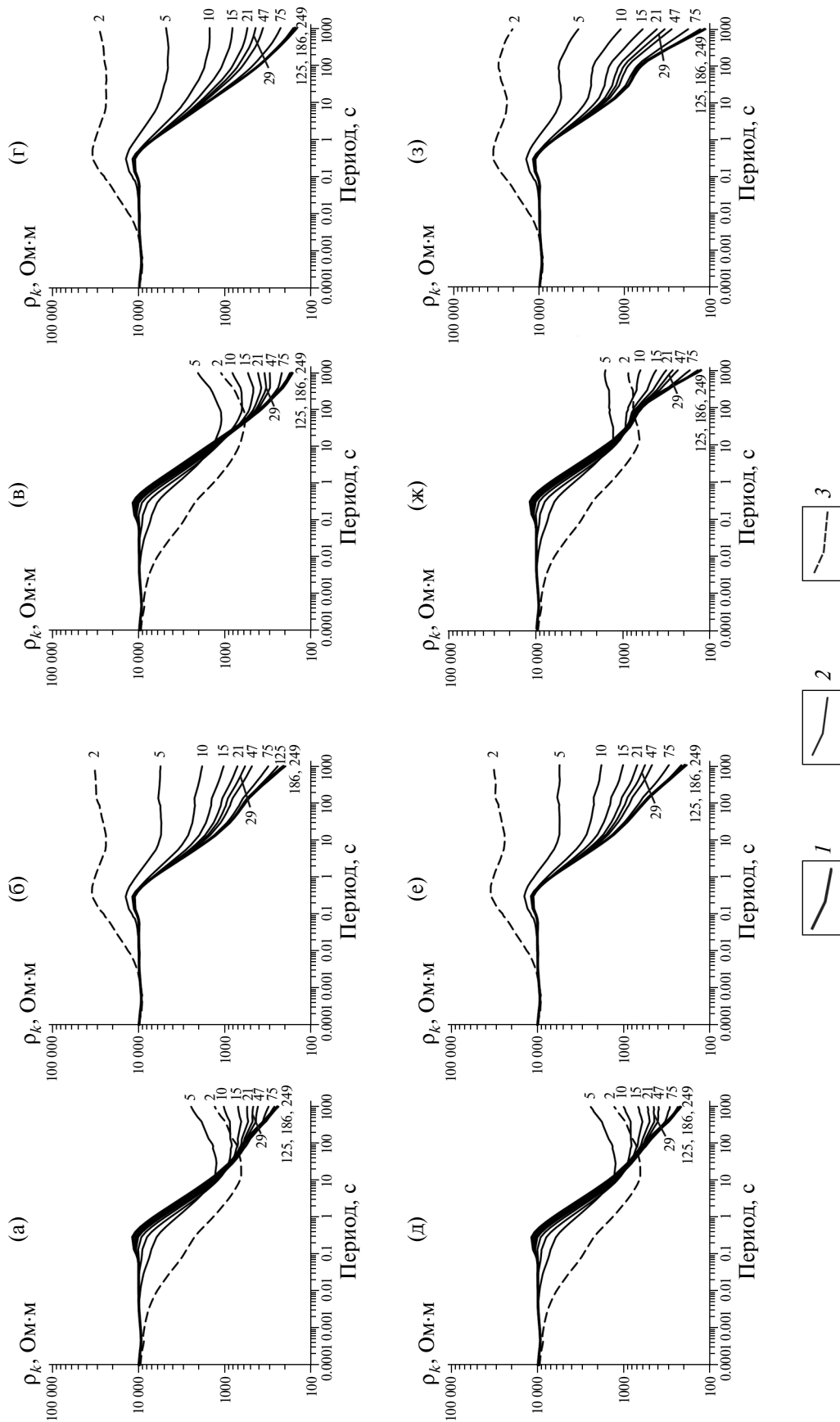


Рис. 9. Расчетные амплитудные кривые ρ_{ox} и ρ_k на примере профиля СЗ для различной глубины залегания проводящего астеносферного слоя и его противоположения: (а), (б) — 85 км, 100 Ом·м; (в), (г) — 50 км, 100 Ом·м; (д), (е) — 100 км, 100 Ом·м; (ж), (з) — 85 км, 5 Ом·м; 1 — континентальная кривая, 2 — кривые рядовых точек профиля, 3 — кривая береговой точки профиля.

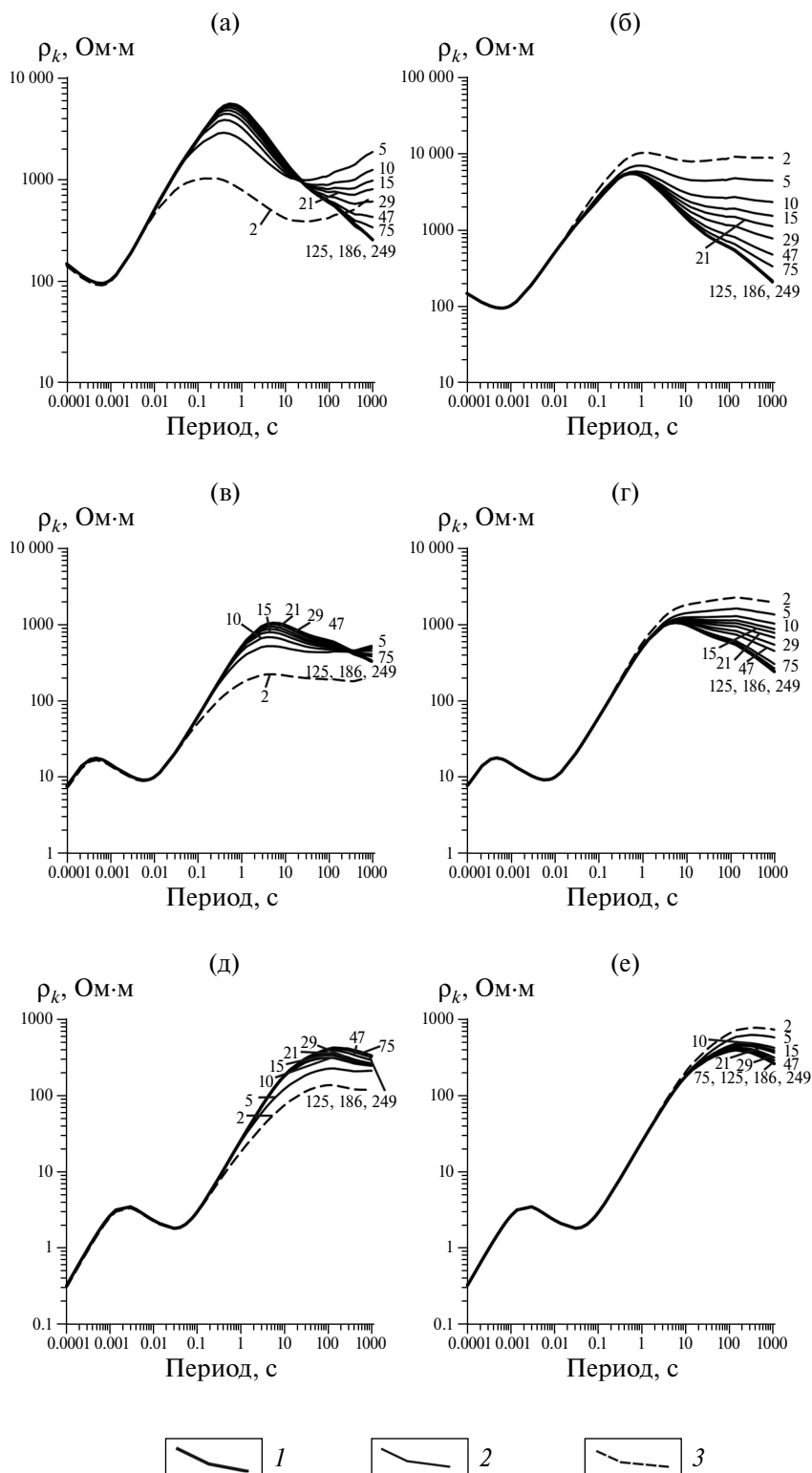


Рис. 10. Расчетные амплитудные кривые ρ_{xy} и ρ_{yx} для базовой модели на примере профиля СЗ с различным сопротивлением осадочного чехла: (а), (б) – 100 Ом·м; (в), (г) – 10 Ом·м; (д), (е) – 2 Ом·м; 1 – континентальная кривая, 2 – кривые рядовых точек профиля, 3 – кривая береговой точки профиля.

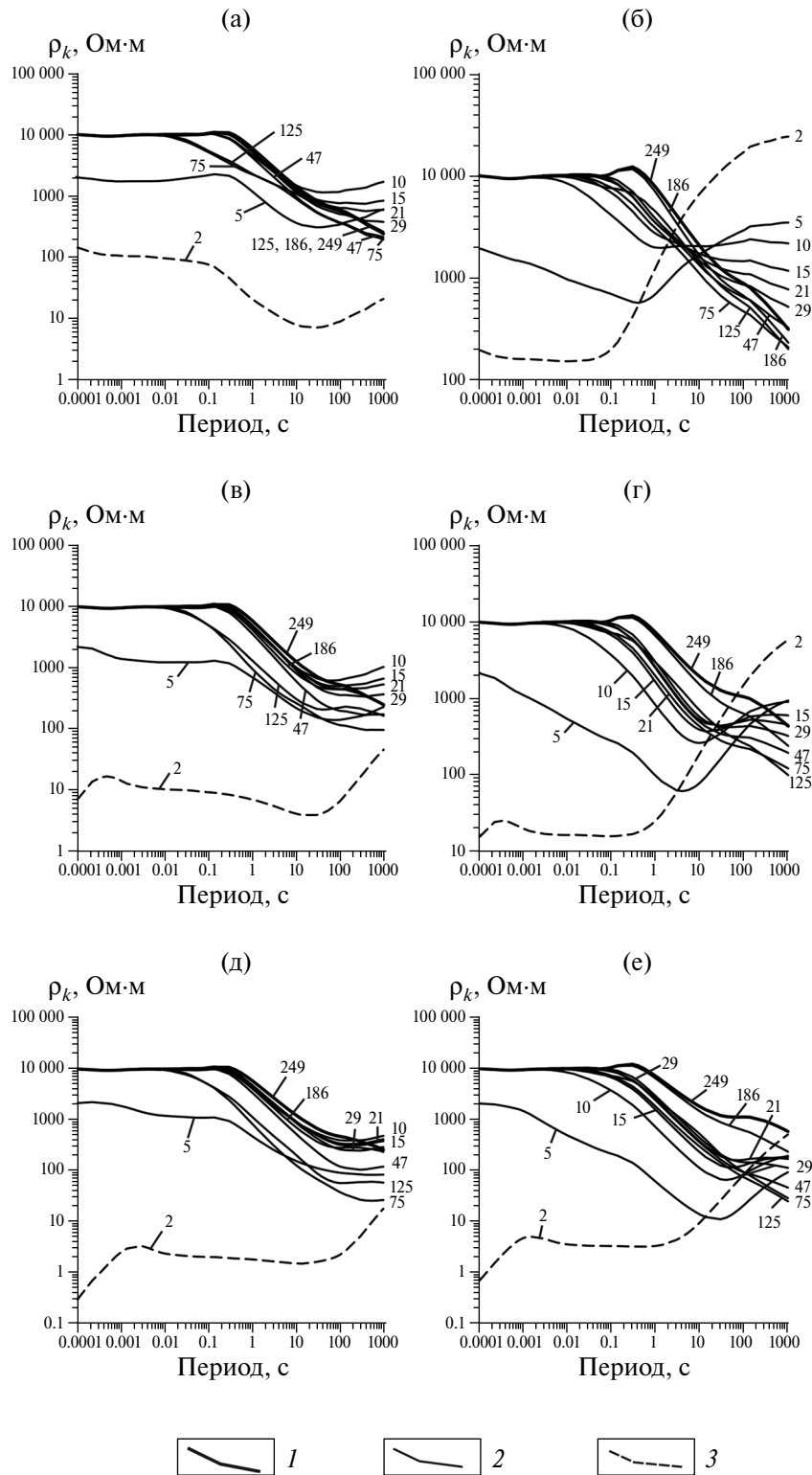


Рис. 11. Расчетные амплитудные кривые ρ_{xy} и ρ_{yx} для базовой модели на примере профиля СЗ с различным сопротивлением разломов: (а), (б) – 100 Ом·м; (в), (г) – 10 Ом·м; (д), (е) – 2 Ом·м; 1 – континентальная кривая, 2 – кривые рядовых точек профиля, 3 – кривая береговой точки профиля.

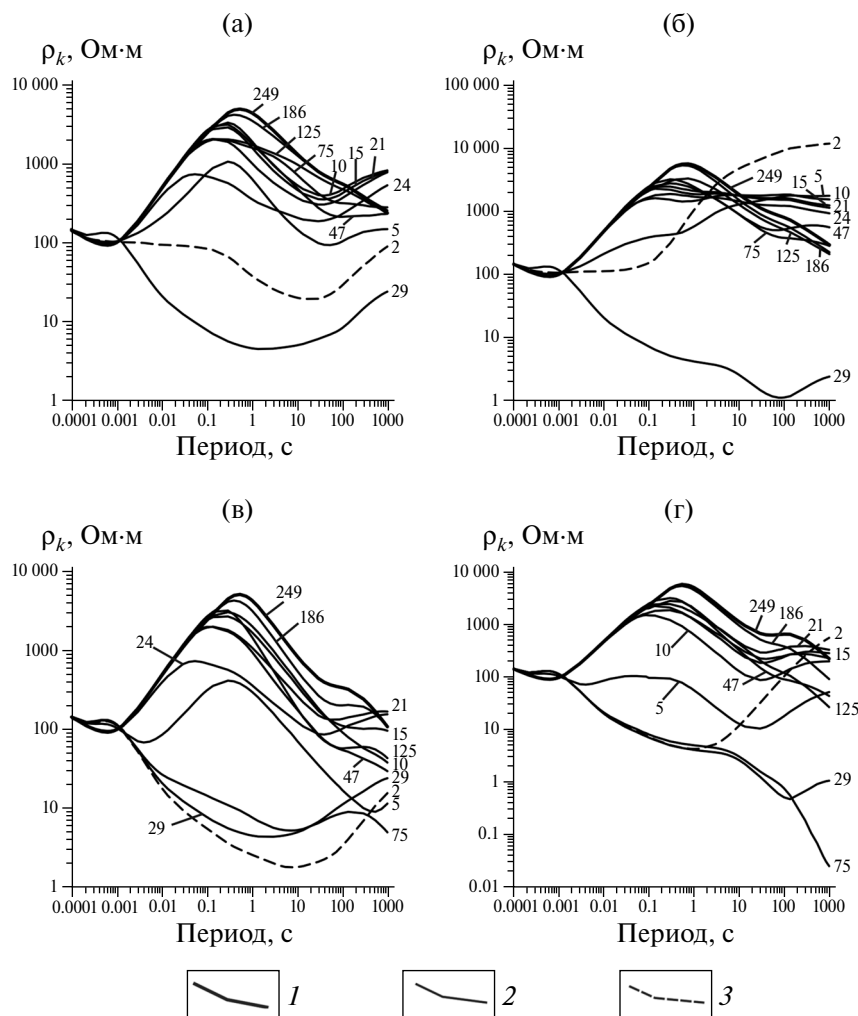


Рис. 12. Расчетные амплитудные кривые ρ_{xy} и ρ_{yx} для базовой модели на примере профиля СЗ с различным сопротивлением разломов и осадочным чехлом мощностью 150 м и сопротивлением 100 Ом·м: (а), (б) — сопротивление разломов, представленных на рис. 3, 100 Ом·м; сопротивление дополнительных континентального и морского разломов — 2 Ом·м; (в), (г) — сопротивление всех разломов — 2 Ом·м; сопротивление астеносферного слоя — 5 Ом·м; 1 — континентальная кривая; 2 — кривые рядовых точек профиля; 3 — кривая береговой точки профиля.

сторон сквозлитосферными субвертикальными разломами низкого сопротивления в несколько единиц Ом·м. В модель, расчеты от которой показаны на рис. 12а, 12б, добавлены прибрежный и морской разломы сопротивлением 2 Ом·м, шириной 2.5 км, ограничивающих погруженный в верхнюю мантию блок сопротивлением 1000 Ом·м (рис. 13а).

Результаты моделирования (рис. 13б, 13в) показали, что введение блока высокого сопротивления 1000 Ом·м, разрывающего сплошность электропроводимости астеносферы, привело к выполаживанию правых ветвей меридиональных кривых прибрежных кривых профиля СЗ на периодах свыше 10 с на расстоянии около 50 км, и незначительно отразилось на широтных кривых.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Для сопоставления модельных расчетов с полевыми данными в модель, представленную на рис. 13а, был добавлен проводящий объект в районе расположения Алчанского разлома и три проводящих разлома и рассчитаны векторы Визе для различных периодов с целью выяснения степени влияния подобных проводящих структур (рис. 14). Первый разлом является продолжением Среднеханкайского разлома, второй протягивается вдоль береговой линии на континенте, а третий протягивается вдоль береговой линии в море. Проводящий объект в районе расположения Алчанского разлома имел параметры: ширина 25 км, удельное сопротивление 10 Ом·м, глубина 30 км. В связи

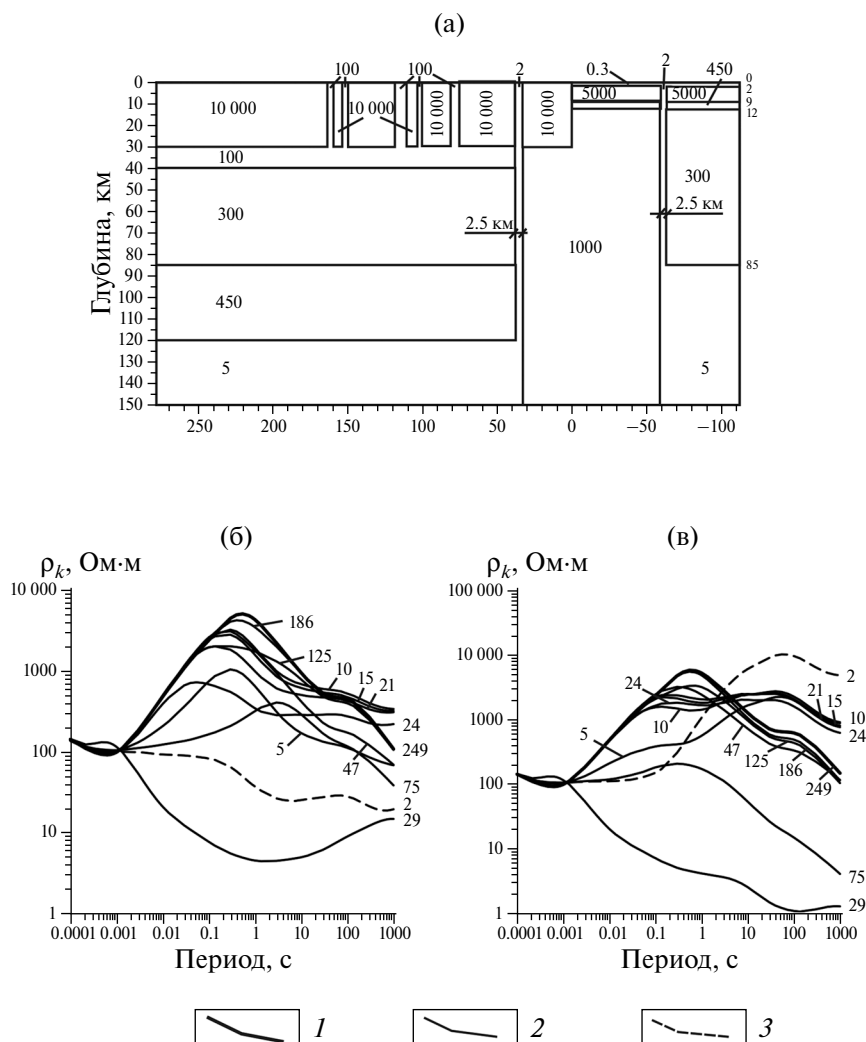


Рис. 13. Геоэлектрический разрез вдоль профиля СЗ с блоком высокого сопротивления в верхней мантии (а) и расчетные амплитудные кривые ρ_{xy} (б) и ρ_{yx} (в). Цифрами на разрезе указано удельное электрическое сопротивление в Ом·м. Цифрами на кривых показано расстояние от берега моря. Берег моря равен нулевой отметке расстояния рис. 12а.

с ограниченностью сетки на севере модели простираение Алчанского разлома было не северо-восточное, а близширотное до границ модели. Введение в модель зоны Алчанского разлома вызвано тем, что, как указывалось выше при анализе полевых данных (рис. 3), выявлено устойчивое направление вещественных векторов в южном и юго-восточном направлениях на периодах свыше 10 с (район аномального поведения вещественных векторов Визе № 2 рис. 3), которое связывалось с наличием к северу от профиля ДП, за его пределами, аномалии высокой проводимости. Алчанский разлом расположен примерно в 40–60 км от западного окончания профиля ДП и является продолжением на территории России разлома Дунми, который, в свою очередь, является ветвью

трансрегионального разлома Тан-Лу [Xu et al., 1987]. На территории России он перекрыт кайнозойскими отложениями, поэтому геологически изучен недостаточно. Однако по результатам МТЗ [Каплун, 1996; 2002] в районе Алчанского разлома была выявлена крупная аномалия пониженного сопротивления, погружающаяся в северном направлении. Результаты расчетов показали, что наличие такого проводящего объекта согласуется с полевыми данными (рис. 3).

Введение в модель продолжения Среднеханкайского разлома с параметрами: ширина 2.5 км, до глубины 12 км сопротивление 50 Ом·м, а далее до 160 км сопротивление 2 Ом·м, показало, что он влияет на поведение векторов Визе до периода 100 с, а на более длинных периодах его практически не видно (рис. 14). Это расходится

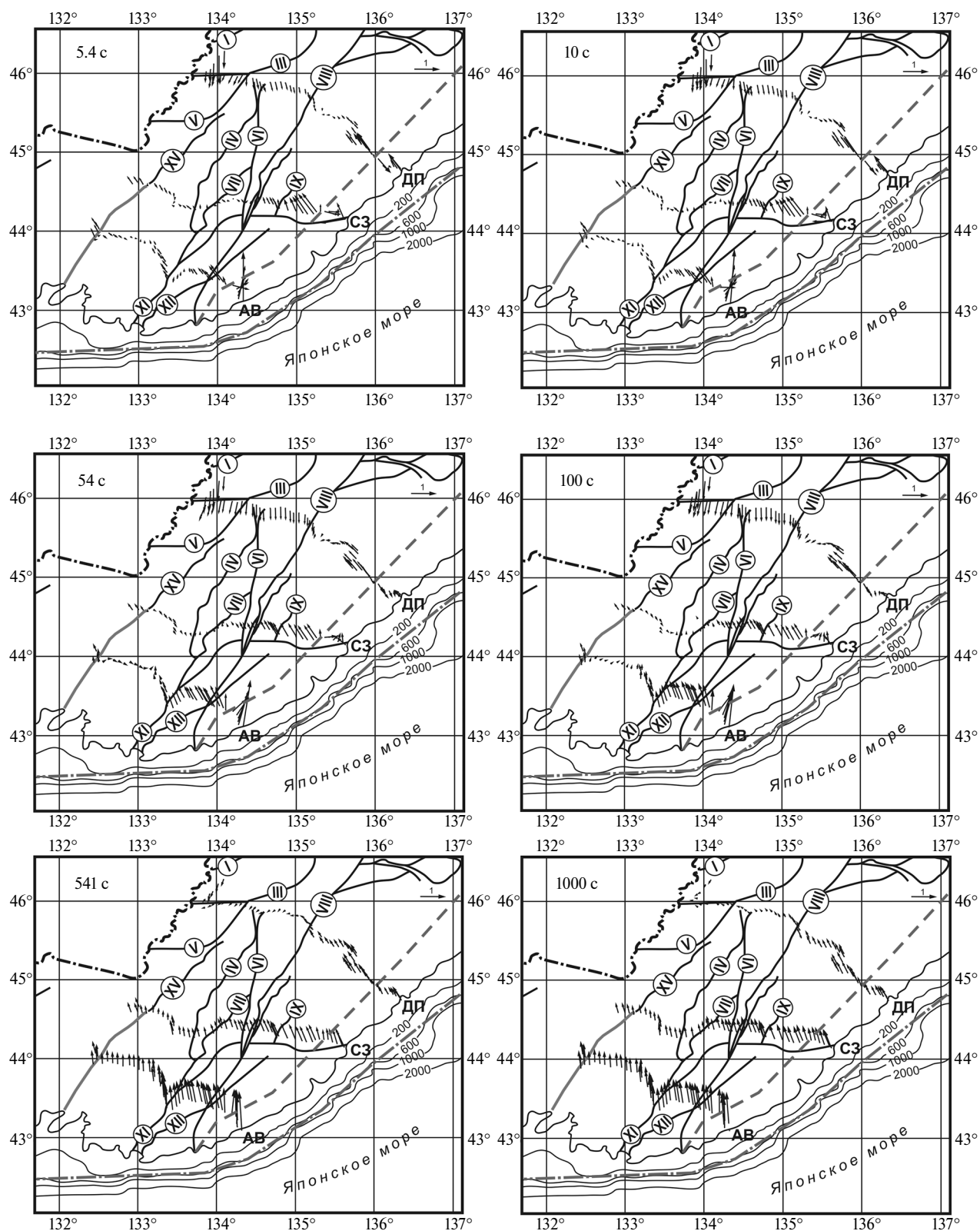


Рис. 14. Вещественные векторы Визе для периодов 5.4, 10, 54, 100, 541 и 1000 с от модели рис. 13а с дополнительными параметрами зоны Алчанского разлома: ширина 25 км, удельное сопротивление 10 Ом·м, глубина 30 км, простираение близширотное до границ модели.

Серыми линиями обозначены предполагаемые проводящие разломы: сплошной – континентальный, штриховой – береговой, штрихпунктирной – морской. Изолиниями показана глубина моря в метрах. Кругами с римскими цифрами обозначены разломы согласно рис. 1.

с полевыми данными, которые показывают отклонение векторов в противоположные стороны на периодах вплоть до 1000 с. Вероятно, что этот разлом имеет более сложное строение.

Введенный в модель проводящий береговой разлом мантийного заложения отчетливо проявился на поведении векторов Визе вплоть до периода 100 с несмотря на влияние берегового эффекта (рис. 14). Однако его наличие практически не проявлено на полевых данных за исключением восточной части профиля ДП в районе № 1 аномального поведения вещественных векторов Визе на рис. 3. Остальные разломы как проводящие объекты проявляются на периодах до 50 с, в зависимости от расстояния до берега моря. Примечательным является то, что векторы Визе в некоторых случаях из-за влияния берегового эффекта выстраиваются вдоль простирания проводящего разлома, например профиль АВ, $T = 54$ с (рис. 14). Это свидетельствует о том, что взаимное влияние проводящего разлома и берегового эффекта искажает истинное направление векторы Визе от проводящего разлома.

Из рис. 14 видно, что общее поведение векторов Визе на длинных периодах 541 и 1000 с, полученных в результате модельных расчетов, согласуется с полевыми данными (рис. 3). Однако следует отметить, что величина векторов от модельных расчетов превышает величину векторов от полевых данных при удалении от берега моря на расстоянии 50–60 км. Это может свидетельствовать о наличии в литосфере крупных проводящих объектов, ослабляющих влияние берегового эффекта, которые не были учтены при моделировании. О наличии проводящих тел в земной коре и верхней мантии свидетельствуют геоэлектрические разрезы, полученные по данным профилям [Каплун, Бронников, 2018а; 2019; 2020]. В связи с этим мы сопоставили средние амплитудные кривые ρ_{xy} и ρ_{yx} по профилю СЗ от полевых данных и расчетных от различных моделей (рис. 15).

На рис. 15 видно, что средние меридиональная ρ_{xy} и широтная ρ_{yx} полевые кривые имеют левые восходящие ветви с максимумом в районе 1 с и правые нисходящие ветви. Уровень сопротивления обеих кривых на коротких периодах почти совпадает, но с увеличением периода они начинают плавно расходиться, при этом широтная кривая располагается ниже меридиональной, повторяя ее форму. Это наблюдается примерно до периода 5 с, а далее, с увеличением периода, отмечается значительное их

расхождение по уровню сопротивления, меридиональная кривая начинает выполаживаться, а широтная опускаться. Средние кривые, полученные от модели с континентальными разломами сопротивлением $2 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ и без осадочного чехла, показывают необходимость добавления в модель осадочного чехла и совпадение формы длиннопериодной ветви меридиональной кривой, но значительное расхождение, почти на один порядок, по уровню сопротивления. Длиннопериодная ветвь широтной модельной кривой близка по уровню сопротивлений к полевой, но ее форма отличается от полевой. Добавление в модель осадочного чехла мощностью 150 м удельным сопротивлением $100 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ и еще двух разломов — континентального и морского, привело к изменению формы левых короткопериодных ветвей как меридиональной, так и широтной кривых, понизило их общий уровень сопротивления и увеличило угол наклона длиннопериодных ветвей обеих кривых на периодах свыше 100 с. Проведенные расчеты показали, что в геоэлектрическую модель необходимо вводить осадочный чехол, но с меньшей мощностью, что согласуется с геологическими данными. Мощность осадочного чехла в САСС составляет, в основном, от первых метров до первых десятков метров и лишь в отдельных впадинах достигает первые сотни метров [Государственная..., 2011а]. На рис. 15 так же видно смещение максимумов модельных кривых номер 1 и номер 2 в сторону более коротких периодов по отношению к полевой кривой. Основное отличие модельных кривых от полевых состоит в значительном занижении уровня длиннопериодных ветвей по сравнению с полевой кривой. Для дальнейших расчетов была взята модель, представленная на рис. 13а, в которой изменены параметры верхней и нижней частей. В верхней части добавлены слои с сопротивлениями 100, 300, 500, 1000, 1500, 2000 $\text{Ом} \cdot \text{м}$ и мощностью 15, 35, 100, 150, 200, 500 м соответственно. Глубже идут слои мощностью 1 км до глубины 12 км с постоянным увеличением сопротивления на 500 $\text{Ом} \cdot \text{м}$, начиная с 2500 $\text{Ом} \cdot \text{м}$. Ниже, до глубины 40 км, залегает слой сопротивлением 6000 $\text{Ом} \cdot \text{м}$, под ним располагается проводящий слой мощностью 20 км и сопротивлением 100 $\text{Ом} \cdot \text{м}$, который подстилается двумя слоями повышенного сопротивления 300 $\text{Ом} \cdot \text{м}$ мощностью 25 км и 450 $\text{Ом} \cdot \text{м}$ мощностью 75 км. На глубине от 160 до 240 км залегает слой с сопротивлением 100 $\text{Ом} \cdot \text{м}$, а в основании модели слой с сопротивлением 10 $\text{Ом} \cdot \text{м}$. Сопоставление расчетных и полевых кривых показывает, что

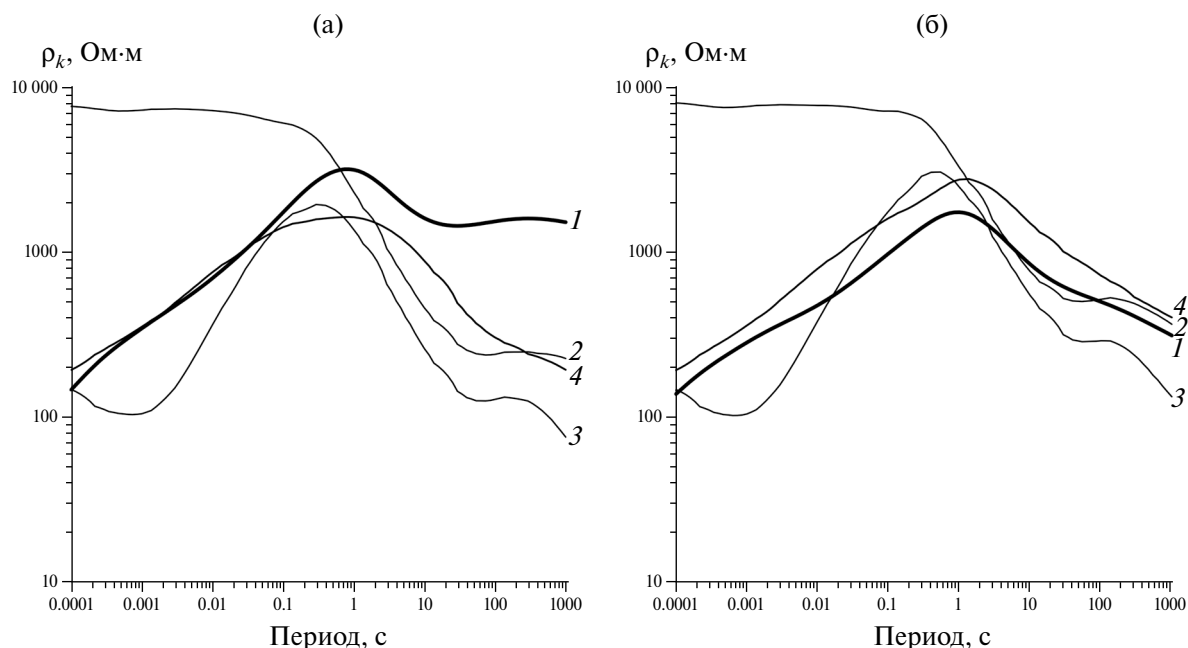


Рис. 15. Средние полевые и расчетные меридиональные ρ_{xy} (а) и широтные ρ_{yx} (б) амплитудные кривые для профиля СЗ:

1 — средняя кривая по данным полевых измерений, 2 — средняя кривая от базовой модели с континентальными разломами сопротивлением 2 Ом·м, 3 — средняя кривая от базовой модели с континентальными и морским разломами сопротивлением 2 Ом·м, 4 — средняя кривая от модели по которой рассчитывались векторы Визе представленные на рис. 14.

форма широтных кривых близка, но отличается по уровню сопротивления. Меридиональные кривые имеют схожие левые короткопериодные ветви, но значительно отличаются правыми длиннопериодными ветвями. На меридиональных кривых нам не удалось добиться повышения уровня правых длиннопериодных ветвей модельных кривых. Принципиальное различие между модельными и полевыми кривыми заключается в превышении уровня широтной кривой по отношению к меридиональной в модельных расчетах. Полевые данные показывают превышение уровня меридиональной кривой по отношению к широтной.

ВЫВОДЫ

В результате полевых исследований было выявлено, что на территории Южного Сихотэ-Алиня влияние берегового эффекта имеет специфическое проявление на амплитудных кривых магнитотеллурических зондирований. При приближении к берегу моря не наблюдается значительного расхождения длиннопериодных ветвей меридиональных и широтных кривых. Однако анализ вещественных векторов Визе показал, что на исследуемой территории отмечается

значительное влияние берегового эффекта. Проведенное численное трехмерное моделирование для различных моделей показало, что основное искажение формы амплитудных кривых вызвано очертаниями береговой линии. Моделированием было подтверждено наличие проводящей, зоны расположенной к северу от района исследований за его пределами, а также проводящего разлома в западной его части.

Результаты численного моделирования показали, что береговой эффект приводит к искажению поведения действительных векторов Визе от проводящих разломов и проводящих зон вплоть до 1000 с. Взаимное влияние проводящего разлома и берегового эффекта приводит к искаженному направлению результирующего вектора. Это приводит к ошибочным представлениям о наличии и простираии проводящих объектов в земной коре и верхней мантии. Выявлено, что величина вещественных векторов Визе от полевых данных и модельных расчетов значительно различаются. Это может свидетельствовать о наличии в литосфере крупных проводящих объектов, ослабляющих влияние берегового эффекта, которые были выявлены предыдущими исследованиями [Никифоров, Дмитриев и др., 2006; Никифоров, Дмитриев,

2007; Никифоров и др., 2013; Каплун, Бронников, 2018а; 2019; 2020]. Наличие глубинных разломов приводит к ослаблению действия берегового эффекта на длинных периодах. Кроме этого, моделирование показало, что верхняя мантия в южной части Сихотэ-Алинской складчатой системы имеет сложное строение. На это указывает различие полевых амплитудных кривых и модельных, рассчитанных для трехмерного случая, но в рамках горизонтально-слоистой модели. Неоднородное анизотропное строение верхней мантии было показано в работе [Никифоров, Дмитриев и др., 2006] и подтверждено нами при расчетах параметров неоднородности и асимметрии Свифта и Бара [Каплун, Бронников, 2018а; 2019; 2020]. Для лучшего соответствия форм полевой и расчетных кривых необходимо использовать модель со сложным строением верхней мантии, что требует более детальных полевых исследований.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследования проведены при финансовой поддержке гранта РНФ №22-27-00031.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бердичевский М.Н., Жданова О.Н., Жданов М.С.* Глубинная геоэлектрика в океане. М.: Наука. 1989. 80 с.
- Берсенева И.И., Леликов Е.П., Безверхний В.Л., Ващенко Н.Г., Съедин В.Г., Терехов Е.П., Цой И.Б.* Геология дна Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1987. 140 с.
- Ваньян Л.Л., Мардерфельд Б.Е.* О влиянии местных геоэлектрических условий на внезапные начала магнитных бурь. "Геомагнетизм и аэрономия", 1966а. Т. 6. № 1. С. 163–165.
- Ваньян Л.Л., Мардерфельд Б.Е.* Некоторые закономерности геомагнитных бурь на Сахалине. "Геомагнетизм и аэрономия". 1966б. Т. 6. № 1. С. 165–166.
- Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / А.М. Ханчук (ред.) Владивосток: Дальнаука. 2006. Кн. 1. С. 1–572.
- Голозубов В.В.* Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука. 2006. 239 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение) L-(52),53; (K-52,53) (оз. Ханка). Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ. 2011а.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Лист L-(52), 53; (K-52, 53) – оз. Ханка. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2011б. 684 + 8 вкл
- Жданов М.С., Бердичевский М.Н., Файнберг Э.Б., Шнеер В.С., Абрамова Л.М., Варенцов И.М., Жданова О.Н., Нечаева Г.П., Светов Б.С., Яковлев А.В.* Исследование магнитовариационных аномалий в зоне перехода от Азиатского материка к Тихому океану. Сборник ИЗМИРАН. 1983. С. 8–15.
- Забродин В.Ю., Рыбас О.В., Гильманова Г.З.* Разломная тектоника материковой части Дальнего Востока России. Владивосток: Дальнаука. 2015. 132 с.
- Каплун В.Б.* Геоэлектрический разрез верхней мантии Западного Сихотэ-Алия // Тихоокеанская геология. 1996. Т. 15. № 4. С. 77–87.
- Каплун В.Б.* Электропроводность и структура литосферы Приамурья. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Хабаровск: институт тектоники и геофизики ДВО РАН. 2002. 234 с.
- Каплун В.Б., Бронников А.К.* Строение земной коры и верхней мантии Южного Сихотэ-Алия по профилю г. Спасск-Дальний–бух.Зеркальная по данным магнитотеллурических зондирований // Тихоокеанская геология. 2018а. Т. 37. № 5. С. 31–47.
- Каплун В.Б., Бронников А.К.* Изучение влияния берегового эффекта на результаты магнитотеллурических зондирований в южной части Сихотэ-Алинского орогенного пояса. Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей: материалы 45-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского, Казань, 22–26 января 2018 г. Казань: изд-во Казан. ун-та. 2018б. 172 с. (С. 118–119).
- Каплун В.Б., Бронников А.К.* Строение земной коры и верхней мантии Южного Сихотэ-Алия по профилю г. Дальнереченск–с. Рошино–п. Пластун по данным магнитотеллурических зондирований // Тихоокеанская геология. 2019. Т. 39. № 5. С. 3–13.
- Каплун В.Б., Бронников А.К.* Строение земной коры и верхней мантии Южного Сихотэ-Алия по профилю с. Абражеевка – п. Валентин по данным магнитотеллурических зондирований // Тихоокеанская геология, 2020. Т. 39. № 4. С. 3–15.
- Мардерфельд Б.Е.* Береговой эффект в геомагнитных вариациях. М.: Наука. 1977. 80 с.
- Мороз Ю.Ф., Кобзова В.М.* Физическое и численное моделирование магнитотеллурического поля Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1994. № 2. С. 86–98.
- Мороз Ю.Ф., Нурмухамедов А.Г.* Глубинная геоэлектрическая модель области сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг // Физика Земли. 2004. № 6. С. 54–67.
- Мороз Ю.Ф., Мороз Т.А.* Численное трехмерное моделирование магнитотеллурического поля Камчатки // Физика Земли. 2011. № 2. С. 64–73.
- Мороз Ю.Ф., Самойлова О.М.* Особенности регионального и локального берегового эффектов в магнитотеллурическом поле Камчатки // Геофизические исследования. 2017. Т. 18. № 3. С. 81–94.
- Никифоров В.М., Пальшин Н.А., Старжинский С.С., Кузнецов В.А.* Численное моделирование трехмерного берегового эффекта в Приморье // Физика Земли. 2004. № 8. С. 56–69.

- Никифоров В.М., Дмитриев И.В., Старжинский С.С. Глубинная геоэлектрическая структура и сейсмичность Приморья (Дальний Восток) // Тихоокеанская геология. 2006. Т. 25. № 4. С. 18–25.
- Никифоров В.М., Дмитриев И.В. Геоэлектрический разрез тектоносферы в зоне сочленения Япономорской впадины с материковым обрамлением // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26. № 4. С. 18–25.
- Никифоров В.М., Кулинич Р.Г., Валитов М.Г., Дмитриев И.В., Старжинский С.С., Шкабарня Г.Н. Особенности флюидного режима литосферы в зоне сочленения Южного Приморья и Японского моря по комплексу геофизических данных // Тихоокеанская геология. 2013. Т. 32. № 1. С. 54–64.
- Никифоров В.М., Шкабарня Г.Н., Жуковин А.Ю., Каплун В.Б., Талыткин Ю.В. Новый подход к изучению блокового геоэлектрического строения литосферы и флюидонасыщенных фрагментов разломов как индикаторов зон повышенной сейсмичности (по данным МТЗ на Южном Сахалине) // Тихоокеанская геология. 2018а. Т. 37. № 4. С. 44–55.
- Никифоров В.М., Шкабарня Г.Н., Каплун В.Б., Жуковин А.Ю., Варенцов И.М., Пальшин Н.А., До Хуы Куонг (Do Huu Cuong), Нгуен Нху Чунг (Nguyen Nhu Trung), Зюонг Куок Хунг (Duong Quoc Hung). Электропроводящие элементы сверхглубинных флюидно-разломных систем как индикаторы сейсмически активных зон восточной окраины Евразийского континента (по данным магнитотеллурических зондирований) // Докл. РАН. 2018б. Т. 480. № 6. С. 730–738.
- Никифорова Н.Н., Ахмадулин В.А., Порай-Кошиц А.М., Светов Б.С., Спивак В.А., Хализов А.А., Харин Е.П. Глубинные магнитотеллурические исследования в Хабаровском крае. Глубинные электромагнитные зондирования Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1980. С. 42–49.
- Пальшин Н.А., Алексеев Д.А. Особенности глубинной электропроводности в зоне перехода от Тихого океана к Евразии // Физика Земли. 2017. № 3. С. 107–123.
- Порай-Кошиц А.М., Ноздрина А.А., Хализов А.Л., Шимелевич М.И. Об интерпретации данных магнитовариационного профилирования в Приморском крае. Глубинные электромагнитные зондирования Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1980. С. 124–126.
- Сорокин А.А., Макогонов С.В., Королев С.П. Информационная инфраструктура для коллективной работы ученых Дальнего Востока России // Научно-техническая информация. Серия 1: Организация и методика информационной работы. 2017. № 12. С. 14–16.
- Старжинский С.С. Результаты магнитовариационных исследований в Приморье // Физика Земли. 2004. № 7. С. 1–9.
- Уткин В.П. Сдвиговые зоны Центрального Сихотэ-Алиня // Докл. АН СССР. 1976. Т. 229. № 4. С. 955–958.
- Уткин В.П. Восточно-Азиатская глобальная сдвиговая зона, вулканический пояс и окраинные моря // Докл. АН СССР. 1978. Т. 240. № 2. С. 400–403.
- Ханчук А.И., Рязанцева М.Д., Голозубов В.В., Гонохова Н.Г. Геология и полезные ископаемые Приморского края. Очерк. Владивосток: Дальнаука. 1995. 68 с.
- Ханчук А.И., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А., Симаненко В.П. Раннемеловая и палеогеновая трансформные континентальные окраины (калифорнийский тип) Дальнего Востока России. Тектоника Азии: Программа и тезисы совещания. М: ГЕОС. 1997. С. 240–243.
- Ханчук А.И., Мартынов Ю.А. Тектоника и магматизм границ скольжения океанических и континентальных литосферных плит. Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит. Материалы Всерос. конф. с междунар. участием. г. Владивосток, 20–23 сентября 2011 г. Владивосток: Дальнаука. 2011. С. 45–49.
- Ханчук А.И., Гребенников А.В., Иванов В.В. Альб-сеноманские окраинно-континентальный орогенный пояс и магматическая провинция Тихоокеанской Азии // Тихоокеанская геология. 2019. Т. 38. № 3. С. 4–29.
- Brewitt-Taylor C.R. A model for the coast-effect // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1975. V. 10. P. 151–158.
- Dosso H.W., Meng Z.W. The coast effect response in geomagnetic field measurements. Phys // Earth Planet. Inter. 1992. V. 70. P. 39–56.
- González-Castillo L., Junge A., Galindo-Zaldívar J., Löwer A. Influence of a narrow strait connecting a large ocean and a small sea on magnetotelluric data: Gibraltar Strait // Journal of Applied Geophysics. 2015. V. 122. P. 103–110.
- Jang H., Jang J.H., Song S.Y., Nam M.J., Uchida T. A consideration of sea effects on MT data obtained in an east Indonesian island: Lembata Island // J. Geophys. Eng. 2018. V. 15. P. 1280–1290.
- Han N., Nam M.J., Kim H.J., Lee T.J., Song Y., Suh J.H. Three-dimensional inversion of magnetotelluric data including sea effects obtained in Pohang, Korea // Journal of Applied Geophysics. 2009. V. 68. P. 533–545.
- Hitchman A.P., Milligan P.R., Lilley F.E.M. (Ted), White A., Heinson G.S. The total-field geomagnetic coast effect: The CICADA97 line from deep Tasman Sea to inland New South Wales // Exploration Geophysics. 2000. V. 31. P. 052–057.
- Kelbert A., Meqbel N., Egbert G., Tandon K. ModEM: A modular system for inversion of electromagnetic geophysical data // Computers & Geosciences. 2014. V. 66. P. 40–53.
- Kuvshinov A., Utada H. Anomaly of the geomagnetic Sq variation in Japan: effect from 3-D subterranean structure or the ocean effect? // Geophys. J. Int. 2010. V. 183. P. 1239–1247.
- Malleswari D., Veeraswamy K. Numerical simulation of coast effect on magnetotelluric measurements // Acta Geod. Geophys. 2014. V. 49. P. 17–35.
- Monteiro Santos F.A., Nolasco M., Almeida E.P., Pous J., Mendes-Victor L.A. Coast effects on magnetic and magnetotelluric transfer functions and their correction: application to MT soundings carried out in SW Iberia // Earth and Planetary Science Letters. 2001. V. 186. P. 283–295.
- Naidu G. D., Manoj C., Patro P.K., Sreedhar S.V., Harinara-yana T. Deep electrical signatures across the Achankovil shear zone, Southern Granulite Terrain inferred from magnetotellurics // Gondwana Research. 2011. V. 20. P. 405–426.

- Pandey D., Sinha M., MacGregor L., Singh S.* Ocean coast effect on magnetotelluric data: a case study from Kachchh, India // *Mar. Geophys. Res.* 2008. V. 29. P. 185–193.
- Patro P. K., Sarma S.V.S.* Lithospheric electrical imaging of the Deccan trap covered region of western India // *J. Geophys. Res.* 2009. V. 114. B01102. doi:10.1029/2007JB005572
- Uyeshima M., Utada H., Nishida Y.* Network-magnetotelluric method and its first results in central and eastern Hokkaido, NE Japan // *Geophys. J. Int.* 2001. V. 146. P. 1–19.
- Xu J.W., Zhu G., Tong W.X., Cui K.R., Liu Q.* Formation and evolution of the Tancheng-Lujiang wrench fault system to the northwest of the Pacific Ocean // *Tectonophysics.* 1987. V. 134. P. 273–310.
- Zhang F., Wei W.-B., Jin S., Ye G.-F., Jing J.-E., Zhang L.-T., Dong Y., Xie C.-L., Wang H.* Ocean coast effect on land-side magnetotelluric data in the vicinity of the coast // *Chinese Journal of Geophysics (in Chinese).* 2012. V. 55. P. 4023–4035.
- Yang J., Yoo H.-S.* Numerical Study on the Correction of Sea Effect in Magnetotelluric (MT) Data // *Jour. Korean Earth Science Society.* 2009. V. 30. № 5. P. 550–564.
- Yang J., Min D.-J., Yoo H.-S.* Sea effect correction in magnetotelluric (MT) data and its application to MT soundings carried out in Jeju Island, Korea // *Geophys. J. Int.* 2010. V. 182. P. 727–740.

Coast Effect in Magnetotelluric Soundings on the Continental South of the Russian Far East

V. B. Kaplun^{a,*} and A. K. Bronnikov^a

*Yu. A. Kosygin Institute of Tectonics and Geophysics, Far Eastern Branch,
Russian Academy of Sciences, Khabarovsk, 680000 Russia*

**e-mail: kaplun@itig.as.khb.ru*

Received May 27, 2022

revised November 26, 2022

accepted November 28, 2022

Abstract – The manifestation of coast effect is studied based on the magnetotelluric (MT) soundings made on three profiles in the southern part of the Sikhote-Alin folded system (SAFS) surrounded by the Sea of Japan in the south and east. It is found that the coast effect is poorly expressed in the MT sounding amplitude curves while well pronounced in the behavior of the magnetovariation response functions. The analysis of the complex Wiese tipper and its real induction arrows in the north and east directions identified the intensity of the coast effect within the study area and the influence of the main deep faults and conductive zones in the Earth's crust and upper mantle on the effect. Based on the three-dimensional (3D) numerical modeling, the main factors affecting the behavior of the amplitude MT sounding curves in the presence of coast effect are determined for the conditions of the southern part of SAFS and different geoelectric models.

Keywords: magnetotelluric sounding, coast effect, Sikhote-Alin, Far East

УСТОЙЧИВОСТЬ ТЯЖЕЛЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

© 2024 г. Б. И. Биргер

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

E-mail: birgerbor@mail.ru

Поступила в редакцию 09.01.2023 г.

После доработки 05.06.2023 г.

Принята к публикации 03.07.2023 г.

Методом линейной теории для малых возмущений исследуется устойчивость тяжелого включения в верхней коре Земли. Существование такого рода включений с повышенной плотностью связано с химической неоднородностью или фазовыми переходами. Решается задача об устойчивости тяжелого упругого слоя, лежащего на упругом слое с меньшей плотностью, который представляет нижнюю кору и мантийную литосферу. Показано, что такая система устойчива: малые начальные возмущения приводят к малоамплитудным колебаниям. Рассчитаны поправки к частотам колебаний, которые возникают за счет скачка плотности на границе между слоями. Обсуждаются изменения, которые вносит в решение задачи учет ползучести, которой обладает даже холодный геоматериал. Ползучесть приводит к неустойчивости тяжелых включений в верхней коре. Однако поскольку эффективная вязкость холодной верхней коры очень велика, эта неустойчивость носит формальный характер, развиваясь так медленно, что тяжелые включения в верхнем слое коры практически не меняют своего положения за период времени, сравнимый с возрастом Земли.

Ключевые слова: устойчивость тяжелого включения, нижняя кора, мантийная литосфера, ползучесть.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0002333724010065>, **EDN:** EJLAAM

ВВЕДЕНИЕ

Линейная теория устойчивости прослеживает эволюцию начальных возмущений той или иной пространственной формы. Согласно линейной теории, система устойчива, если она устойчива к малым возмущениям любого типа, и неустойчива, если она неустойчива хотя бы к одному типу малых возмущений. В геодинамике при рассмотрении медленных процессов, связанных с гравитационной неустойчивостью, обычно рассматриваются только малые начальные возмущения, а развитие возмущения представляется в виде $a \cdot e^{\lambda t}$, где a — начальное возмущение, а λ — комплексный инкремент. Если действительная часть λ отрицательна или равна нулю, имеет место устойчивость, а если положительна — неустойчивость. Когда начальное возмущение мало, а $\text{Re} \lambda \leq 0$ (устойчивость) линейная теория полностью описывает эволюцию начального малого возмущения. Когда $\text{Re} \lambda > 0$ (неустойчивость), линейная теория описывает эволюцию возмущения только на не слишком

больших временах, при которых возмущение остается малым.

Реологию коры и мантии можно описать вязкоупругой моделью Максвелла, хотя эта модель и дает упрощенное представление о ползучести геоматериала [Биргер, 2016; Karato, 2008]. Согласно модели Максвелла, среда ведет себя как упругая, когда $\frac{\eta}{\mu} |\lambda| \gg 1$, где μ — упругий модуль сдвига, а η — коэффициент вязкости, и как вязкая среда, когда $\frac{\eta}{\mu} |\lambda| \ll 1$. Вязкость геоматериала сильно зависит от температуры, которая в Земле быстро растет с глубиной. Поэтому верхняя кора обладает очень высокой вязкостью и ведет себя как упругая среда даже при медленных процессах, а более глубокие слои Земли, где вязкость значительно ниже, ведут себя при медленных процессах как вязкая среда. В работе [Биргер, 2023] была исследована устойчивость тяжелого включения в верхней упругой коре Земли, подстилаемой вязким слоем, который представляет нижнюю кору и мантийную литосферу. Такая

модель справедлива только в случае медленных безынерционных течений, при которых модуль комплексного инкремента $|\lambda|$ мал. Анализ устойчивости, при котором найдены только малые значения $|\lambda|$, не является полным. В настоящей работе ищутся и большие значения $|\lambda|$, при поиске которых надо учитывать инерционность и упругость среды, но можно пренебречь ее вязкостью.

АНАЛИЗ УСТОЙЧИВОСТИ УПРУГИХ СЛОЕВ

Рассматривается двухслойная модель. Нижний слой представлен как полупространство. Начало координат помещено на нижней поверхности верхнего слоя, а ось z направлена вертикально вверх. Слой ($0 < z < d$) моделирует верхнюю упругую кору, а полупространство ($z < 0$) — подстилающую литосферу и мантию. Уравнения, описывающие возмущения литостатического равновесия несжимаемой упругой среды, записываются в виде:

$$-\frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z} = \rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} u_x, \quad (1)$$

$$-\frac{\partial p}{\partial z} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial z} = \rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} u_z, \quad (2)$$

$$\frac{\partial u_x}{\partial x} + \frac{\partial u_z}{\partial z} = 0, \quad (3)$$

где: p — возмущение давления; σ_{xz} и σ_{zz} — компоненты девиаторного тензора напряжений; ρ — плотность; u_x и u_z — смещения; t — время. Уравнения (1) и (2) описывают двумерное движение, а уравнение (3) представляет собой условие несжимаемости. К этим уравнениям добавляется уравнение состояния для упругой среды:

$$\sigma_{ij} = 2\mu \epsilon_{ij}, \quad (4)$$

связывающее девиаторные напряжения с деформациями ϵ_{ij} , которые определены как

$$\epsilon_{xx} = \frac{\partial u_x}{\partial x}, \quad \epsilon_{zz} = \frac{\partial u_z}{\partial z}, \quad \epsilon_{xz} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_x}{\partial z} + \frac{\partial u_z}{\partial x} \right). \quad (5)$$

Сжимаемостью упругой среды можно пренебречь при условии

$$\frac{\mu}{K} \ll 1, \quad \nu = \frac{3K - 2\mu}{2(3K + \mu)} = 1/2, \quad (6)$$

где K — модуль всестороннего сжатия; ν — коэффициент Пуассона. Для геоматериала $\nu \approx 0.3$, $\frac{\mu}{K} \approx 0.5$ и условие несжимаемости (6), строго

говоря, не выполняется. Однако учет сжимаемости, как показали проведенные автором расчеты, качественно не изменяет результаты, полученные для несжимаемой упругой среды и представленные в настоящей статье. В уравнения, учитывающие сжимаемость среды, модуль всестороннего сжатия входит в виде безразмерного параметра $\frac{\mu}{3K}$, который можно считать малым.

Упругий модуль сдвига и плотность недр можно оценить как $\mu \approx 6 \cdot 10^{10}$ Па, $\rho \approx 3 \cdot 10^3$ кг/м³. Все дальнейшие соотношения будут выписаны для безразмерных физических переменных, для которых сохраняем те же обозначения, что и для размерных. В качестве масштаба длины использована толщина верхнего упругого слоя коры, которая оценивается как $d = 10$ км, масштаб напряжения — упругий модуль сдвига μ , масштаб скорости — $\sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$, масштаб времени — $d \sqrt{\frac{\rho}{\mu}}$. Согласно приведенным оценкам, получаем масштаб времени $d \sqrt{\frac{\rho}{\mu}} \approx 2c$. Нет смысла рассматривать возмущения, длина волны которых $\frac{2\pi}{k}$ превышает 1000 км. Такое ограничение, наложенное на длину волны, приводит к ограничению $k > 6 \cdot 10^{-2}$, наложенному на безразмерное волновое число.

Вертикальное смещение представим в виде:

$$u_z = U_z(z) \exp(i\omega t) \cos(kx), \quad k > 0, \quad (7)$$

где ω — комплексная частота, k — действительное волновое число. Комплексный инкремент λ , используемый в линейной теории устойчивости, записан в виде $\lambda = i\omega$. В аналогичном виде представим и все остальные физические переменные, причем в выражения для u_x , ϵ_{xz} и σ_{xz} входит не $\cos(kx)$, а $\sin(kx)$. Такое представление позволяет свести систему уравнений в частных производных (1)–(5) к системе обыкновенных дифференциальных уравнений, в которой все переменные, характеризующие смещения, деформации, напряжения и давление, зависят только от вертикальной координаты z . Рассматриваемая механическая система неустойчива, если действительная часть инкремента положительна, т.е. если $\text{Im} \omega < 0$.

Волновое число определяется горизонтальным размером L возмущения плотности (тяжелого включения) в верхней коре. Вертикальный размер d этой аномальной области выбран в качестве масштаба длины и, следовательно, равен 1. Такое возмущение плотности создает

возмущение гравитационной силы, которое вызывает течение. Возможность перехода от рассмотрения возмущения с горизонтальным размером L к периодическому по горизонтали возмущению связана с тем, что первая гармоника $\cos\left(\frac{\pi}{L}x\right)$ дает основной вклад в разложение Фурье возмущения с горизонтальным размером L [Cathles, 1975; Биргер, 2016; 2018]. Таким образом, безразмерное волновое число k , характеризующее периодичность по горизонтали, связано с горизонтальным размером аномальной области как $k = \frac{\pi}{L}d$ (полудлина волны равна L). При периодическом движении среда, неограниченная по горизонтали, разбивается на бесконечный набор вертикальных столбов. Движение в каждом из них моделирует движение, которое возникает в случае, когда возмущение плотности происходит в области с горизонтальным размером L .

Подставляя (7) в уравнения (1)–(5), выражаем все физические переменные через вертикальное смещение:

$$u_x = \frac{1}{k} D U_z \exp(i\omega t) \sin(kx), \quad (8)$$

$$\sigma_{zz} = -\sigma_{xx} = 2 D U_z \exp(i\omega t) \cos(kx), \quad (9)$$

$$\sigma_{xz} = \frac{1}{k} (D^2 + k^2) U_z \exp(i\omega t) \sin(kx), \quad (10)$$

$$p = \frac{D}{k^2} (L^2 + \omega^2) U_z \exp(i\omega t) \cos(kx), \quad (11)$$

а для амплитуды вертикального смещения в верхнем упругом слое получаем обыкновенное дифференциальное уравнение

$$(L^4 + \omega^2 L^2) U_z = 0. \quad (12)$$

В уравнениях (8)–(12) введены дифференциальные операторы $D = \frac{d}{dz}$ и $L^2 = D^2 - k^2$. Вертикальное смещение в упругом полупространстве описывается уравнением:

$$(L^4 + \omega^2 (1 - \alpha) L^2) U_z = 0, \quad (13)$$

где введен безразмерный параметр $\alpha = \frac{\Delta\rho}{\rho}$, в котором $\Delta\rho$ – скачок плотности на границе между верхним тяжелым слоем и полупространством. Соотношения (8)–(10) справедливы и для полупространства, а соотношение (11) принимает вид:

$$p = \frac{D}{k^2} (L^2 + (1 - \alpha) \omega^2) U_z \exp(i\omega t) \cos(kx), \quad (14)$$

Уравнение (12) имеет общее решение:

$$U_z = e^{kz} C_1 + e^{-kz} C_2 + e^{z\sqrt{k^2 - \omega^2}} C_3 + e^{-z\sqrt{k^2 - \omega^2}} C_4, \quad 0 \leq z \leq 1. \quad (15)$$

Общее решение уравнения (13) записывается как

$$U_z = e^{kz} B_1 + e^{z\sqrt{k^2 - (1 - \alpha)\omega^2}} B_2, \quad -\infty \leq z \leq 0, \quad (16)$$

где C_i и B_i ($i = 1, 2, 3, 4$) – произвольные константы. Уравнение (16) следует из требования ограниченности смещений в подстилающем слое полупространстве. Согласно (16), смещения в полупространстве убывают с глубиной как e^{kz} . Полупространство моделирует нижний слой, в который смещения проникают на глубину, зависящую от волнового числа k .

На верхней деформированной поверхности обращается в нуль сила, действующая на единицу площади поверхности. Это условие можно перенести на исходную плоскую поверхность ($z = 1$) как [Биргер, 2023]:

$$\sigma_{xz} = 0, \quad (17)$$

$$-p + \sigma_{zz} + \phi u_z = 0. \quad (18)$$

В уравнении (18) введен безразмерный параметр $\phi = \frac{\rho g d}{\mu} \approx 0.005$, где g – ускорение силы тяжести, ρ – плотность верхнего слоя. Учитывая соотношения (8)–(11), уравнения (17) и (18) перепишем в виде:

$$(D^2 + k^2) U_z = 0, \quad (19)$$

$$\left(3D - \frac{D^3}{k^2} + \phi\right) U_z = 0. \quad (20)$$

На деформируемой границе ($z = 0$) между верхним слоем и полупространством непрерывны смещения (вертикальные и горизонтальные) и касательные напряжения, а нормальные напряжения связаны соотношением [Биргер, 2023]:

$$-p^{(2)} + \sigma_{zz}^{(2)} + \alpha \phi u_z = -p^{(1)} + \sigma_{zz}^{(1)}, \quad (21)$$

где индекс 1 относится к полупространству, а индекс 2 – к верхнему слою. Если считать, что плотность верхнего слоя выше, чем плотность подстилающего полупространства, перепад плотности $\Delta\rho$ и параметр α положительны. Поскольку в недрах Земли перепады плотности малы, можно считать, что $\alpha \ll 1$. С учетом

уравнений (9), (11) и (14) условия на границе ($z = 0$), разделяющей слои, записывается в виде:

$$U_z^{(2)} = U_z^{(1)}, \quad (22)$$

$$DU_z^{(2)} = DU_z^{(1)}, \quad (23)$$

$$D^2U_z^{(2)} = D^2U_z^{(1)}, \quad (24)$$

$$\left(-\frac{D^3}{k^2} + \alpha\varphi\right)U_z^{(2)} = \left(-\frac{D^3}{k^2} - \alpha\omega^2 \frac{D}{k^2}\right)U_z^{(1)}. \quad (25)$$

Граничные условия (19), (20), (22)–(24) приводят к системе из шести однородных уравнений для шести произвольных констант, введенных в уравнениях (15) и (16),

$$2k^2e^kC_1 + 2k^2e^{-k}C_2 + (2k^2 - \omega^2)e^{\sqrt{k^2 - \omega^2}}C_3 + (2k^2 - \omega^2)e^{-\sqrt{k^2 - \omega^2}}C_4 = 0, \quad (26)$$

$$\begin{aligned} &\left(\varphi + 2k - \frac{\omega^2}{k}\right)e^kC_1 + \left(\varphi - 2k + \frac{\omega^2}{k}\right)e^{-k}C_2 + \\ &+ \left(\varphi + 2\sqrt{k^2 - \omega^2}\right)e^{\sqrt{k^2 - \omega^2}}C_3 + \\ &+ \left(\varphi - 2\sqrt{k^2 - \omega^2}\right)e^{-\sqrt{k^2 - \omega^2}}C_4 = 0, \end{aligned} \quad (27)$$

$$C_1 + C_2 + C_3 + C_4 - B_1 - B_2 = 0, \quad (28)$$

$$kC_1 - kC_2 + \sqrt{k^2 - \omega^2}C_3 - \sqrt{k^2 - \omega^2}C_4 - kB_1 - \sqrt{k^2 - (1 - \alpha)\omega^2}B_2 = 0, \quad (29)$$

$$2k^2C_1 + 2k^2C_2 + (2k^2 - \omega^2)C_3 + (2k^2 - \omega^2)C_4 - 2k^2B_1 - (2k^2 - (1 - \alpha)\omega^2)B_2 = 0, \quad (30)$$

$$\begin{aligned} &(\alpha\varphi - k)C_1 + (\alpha\varphi + k)C_2 + \\ &+ \left(\alpha\varphi - \frac{1}{k^2}(k^2 - \omega^2)\sqrt{k^2 - \omega^2}\right)C_3 + \\ &+ \left(\alpha\varphi + \frac{1}{k^2}(k^2 - \omega^2)\sqrt{k^2 - \omega^2}\right)C_4 + \left(k - \alpha\frac{\omega^2}{k}\right)B_1 + \\ &+ \frac{1}{k^2}(k^2 - \omega^2)\sqrt{k^2 - (1 - \alpha)\omega^2}B_2 = 0. \end{aligned} \quad (31)$$

Приравнявая нулю определитель этой системы линейных уравнений (если определитель отличен от нуля, все константы равны нулю), получаем характеристическое уравнение, связывающее ω , k и α .

На рис. 1 представлена зависимость ω от k , полученная при фиксированном значении скачка плотности $\alpha = \frac{\Delta\rho}{\rho} = 0.01$. При любых k характеристическое уравнение имеет решение $\omega(k) = 0$ и решение $\omega(k) \approx 0.95931k$. Поскольку все найденные значения ω — действительные (инкремент $\lambda = i\omega$ — чисто мнимый), тонкий упругий слой, лежащий на упругом слое с меньшей плотностью, устойчив: малые начальные возмущения вызывают незатухающие колебательные движения, аналогичные стоячим волнам Рэлея. Слабое затухание этих колебаний определяется реологической моделью Ломнитца, которая описывает неустойчивую ползучесть при высоких частотах [Биргер, 2016; Karato, 2008].

На рис. 2 представлена найденная из характеристического уравнения зависимость ω от α при фиксированном малом значении волнового числа $k = 0.001$. Как видно из этого рисунка, при малых значениях α частота ω очень слабо зависит от этого параметра (верхняя прямая имеет малый наклон).

Рисунок 3, который соответствует расчету, проведенному при $k = 0.1$, показывает, что частота ω возрастает с ростом скачка плотности α .

Геофизическим приложениям соответствуют очень малые значения безразмерных параметров: $\alpha = \frac{\Delta\rho}{\rho} \approx 0.01$ и $\varphi = \frac{\rho g d}{\mu} \approx 0.005$. Если положить

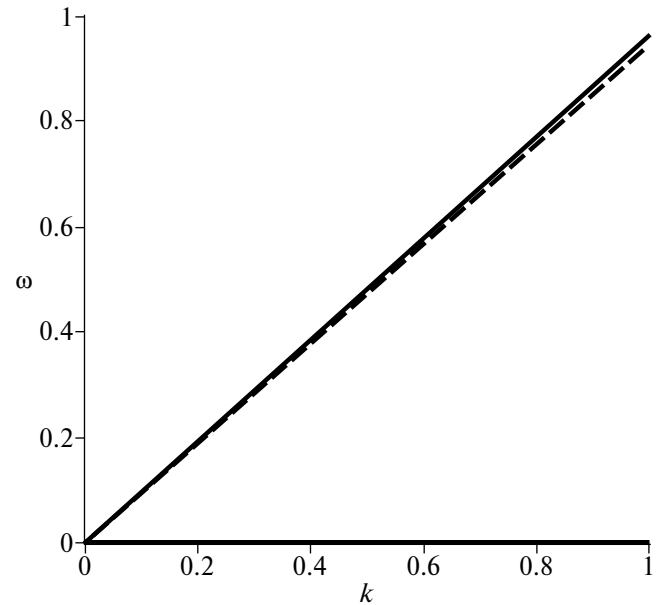


Рис. 1. Зависимость частот ω от волновых чисел k при скачке плотности $\alpha = 0.01$ и пунктирной линией — при $\alpha = 0$.

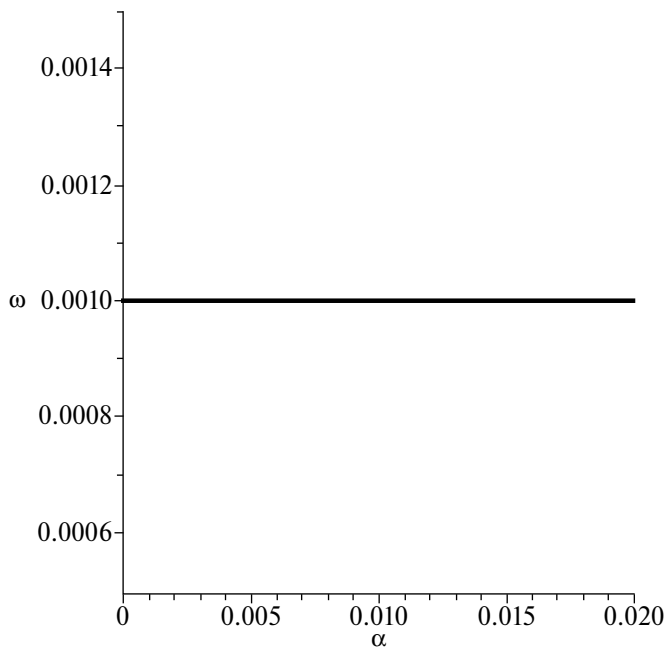


Рис. 2. Зависимость частот ω от скачка плотности α для волнового числа $k = 0.001$.

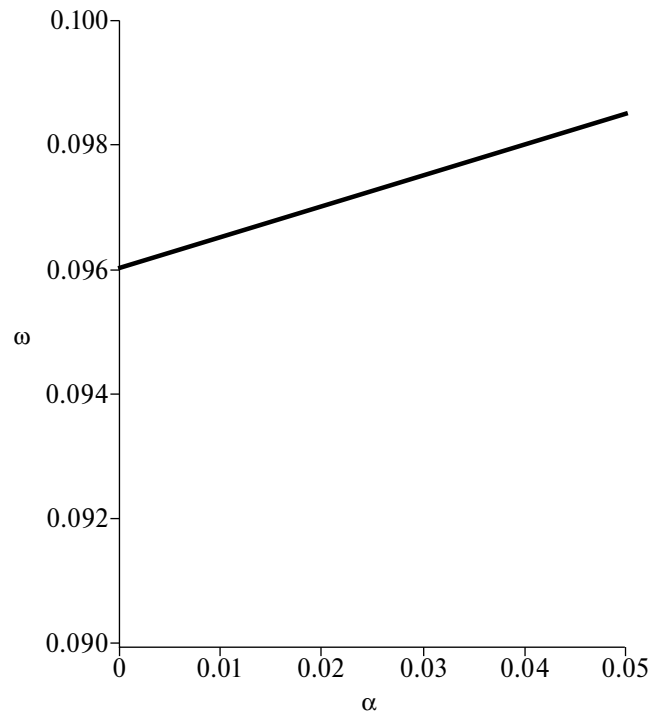


Рис. 3. Зависимость частот ω от скачка плотности α для волнового числа $k = 0.1$.

$\alpha = \varphi = 0$, полученное характеристическое уравнение сводится к виду

$$4k^3\sqrt{k^2 - \omega^2} - (2k^2 - \omega^2)^2 = 0, \quad (32)$$

которое имеет решения $\omega(k) = 0$ и $\omega(k) \approx 0.95529k$. Учет влияния гравитации ($\varphi = 0.005$) незначительно повышает частоты $\omega(k) \approx 0.95531k$. Рисунки 1 и рис. 3 показывают поправки к частоте Рэлея, которые дает скачок плотности. При скачке плотности $\alpha = 0.01$ частоты повышаются до значений $\omega(k) \approx 0.95931k$. Уравнение (32) описывает волну Рэлея в несжимаемой среде. С учетом сжимаемости уравнение (32) принимает вид

$$4k^2\sqrt{(k^2 - \omega^2)(k^2 - b\omega^2)} - (2k^2 - \omega^2)^2 = 0, \quad (33)$$

где $b = \mu / \left(K + \frac{4}{3}\mu \right) \approx 0.3$. Этот параметр можно считать малым, поскольку он слабо влияет на результат. Частоты ω , найденные из уравнений (32) и (33), отличаются приблизительно на 3%.

АНАЛИЗ УСТОЙЧИВОСТИ С УЧЕТОМ ПОЛЗУЧЕСТИ КОРЫ

Материал земной коры, как и любой поликристаллический материал, обладает не только упругостью, но и ползучестью, которая определяется имеющимися дефектами в идеально правильной кристаллической структуре. Упруго-ползучая реология хорошо описывается моделью Максвелла, которая представляет полную деформацию в виде суммы упругой деформации и вязкой деформации. Ползучесть геоматериала, конечно, не описывается вязкой ньютоновской моделью, однако можно ввести эффективную ньютоновскую вязкость, зависящую от характерной продолжительности рассматриваемого процесса. Материал, описываемый моделью Максвелла, ведет себя как вязкий при медленных процессах, характерное время которых значительно превышает время Максвелла, представляющее собой отношение коэффициента вязкости к упругому модулю сдвига. В задаче об устойчивости характерное время процесса можно определить как $\tau = 1/|\lambda|$. Поэтому среда ведет себя как вязкая при малых значениях инкремента. В процессе с большим значением инкремента характерное время значительно

короче, чем время Максвелла, и среда ведет себя как упругая.

С помощью данных о послеледниковых поднятиях эффективный коэффициент вязкости земных недр оценивается как $\eta \approx 4 \cdot 10^{19}$ Па·с [Cathles, 1975; Биргер, 2018]. Упругий модуль сдвига оценивается как $\mu \approx 6 \cdot 10^{10}$ Па. Согласно этим оценкам, время Максвелла для нижнего менее вязкого слоя составляет $\eta/\mu \approx 6 \cdot 10^8 \text{ с} \approx 20$ лет. На рис. 1, рис. 2, рис. 3 безразмерные частоты ω лежат в интервале от 0.01 до 1. Таким частотам соответствуют размерные периоды колебаний $\frac{2\pi}{\omega} \cdot 2 \text{ с}$, которые лежат в интервале от 120 до 12 000 с. Поскольку эти периоды значительно короче, чем время Максвелла, пренебрежение вязкостью среды при таких частотах является вполне оправданным. Таким образом, найденный в предыдущем разделе статьи инкремент $\lambda = i\omega(\alpha, k)$ достаточно велик для того, чтобы соответствующее этому инкременту движение описывалось чисто упругой моделью. Полученное характеристическое уравнение при любых k и α имеет еще корень $\lambda = i\omega = 0$, показанный на рис. 1. Этот корень не удовлетворяет исходному предположению об упругости нижнего слоя (частоте $\omega = 0$ соответствует бесконечно большой период, значительно превышающий время Максвелла) и поэтому должен быть отброшен.

Удобно изменить масштаб времени, введенный для упругой среды, и принять в качестве масштаба время Максвелла, определив его как $\eta/\mu \approx 6 \cdot 10^8 \text{ с} \approx 20$ лет. После введения такого масштаба времени можно сказать, что нижний слой ведет себя как вязкий, если безразмерный инкремент удовлетворяет условию:

$$|\lambda| \ll 1. \quad (34)$$

Если вязкость верхнего слоя в m раз выше, чем вязкость нижнего слоя, то верхний слой ведет себя как вязкий при условии:

$$m|\lambda| \ll 1. \quad (35)$$

Поскольку инкремент λ заранее неизвестен, надо сначала решить задачу устойчивости для случая, когда оба слоя вязкие, и если условие $m|\lambda| \ll 1$ не выполняется, надо решать задачу для случая, когда верхний слой является упругим. Задача об устойчивости упругого слоя, под которым находится вязкий слой с меньшей плотностью, решена в работе [Биргер, 2023], где показано, что такая система устойчива.

В предыдущем разделе статьи анализ устойчивости проведен для упругой среды, что предполагает достаточно большое (по модулю) значение искомого инкремента. При малом инкременте можно пренебречь инерционностью и упругостью среды, но необходимо учитывать ее ползучесть. Уравнения, используемые для анализа устойчивости в случае, когда искомый инкремент предполагается малым, отличаются от уравнений предыдущего раздела статьи. Соотношения (8)–(10) не изменяются, а в соотношениях (11)–(14) следует положить $\omega = 0$. Уравнение (12), которое при $\omega = 0$ совпадает с уравнением (13), имеет общее решение:

$$U_z = e^{kz}C_1 + ze^{kz}C_2 + e^{-kz}C_3 + ze^{-kz}C_4, \quad 0 \leq z \leq 1. \quad (36)$$

$$U_z = e^{kz}B_1 + ze^{kz}B_2, \quad -\infty \leq z \leq 0. \quad (37)$$

Граничные условия (19)–(23) остаются прежними, а условия (24) и (25) принимают вид:

$$mD^2U_z^{(2)} = D^2U_z^{(1)}, \quad (38)$$

$$\left(-m\frac{D^3}{k^2} + \alpha\varphi\right)U_z^{(2)} = -\frac{D^3}{k^2}U_z^{(1)}, \quad (39)$$

где m — отношение вязкости верхнего слоя к вязкости нижнего слоя (полупространства).

Граничные условия приводят к системе линейных уравнений для произвольных констант, входящих в общее решение (36) и (37):

$$\begin{aligned} ke^kC_1 + (1+k)e^kC_2 + ke^{-k}C_3 + (-1+k)e^{-k}C_4 &= 0, \\ (\varphi + 2\lambda km)e^k(C_1 + C_2) + (\varphi - 2\lambda km)e^{-k}(C_3 + C_4) &= 0, \\ C_1 + C_3 - B_1 &= 0, \\ kC_1 + C_2 - kC_3 + C_4 - kB_1 - B_2 &= 0, \\ kC_1 + C_2 + kC_3 - C_4 - kB_1 - B_2 &= 0, \\ (\alpha\varphi + 2\lambda km)C_1 + (\alpha\varphi - 2\lambda km)C_3 - 2\lambda kB_1 &= 0. \end{aligned} \quad (40)$$

Приравняв нулю определитель этой системы линейных уравнений, получаем характеристическое уравнение. Положив в этом уравнении $\alpha = 0.01$, $\varphi = 0.005$ и $m = 10^3$, находим показанную на рис. 4 зависимость инкремента λ от волнового числа k . Как видно из рис. 4, наиболее неустойчивым является тяжелое включение, которому соответствует безразмерное волновое число $k \approx 1.5$ (такое включение имеет горизонтальный размер $\frac{\pi}{k}d \approx 20$ км) и безразмерный инкремент $\lambda \approx 10^{-8}$, который удовлетворяет

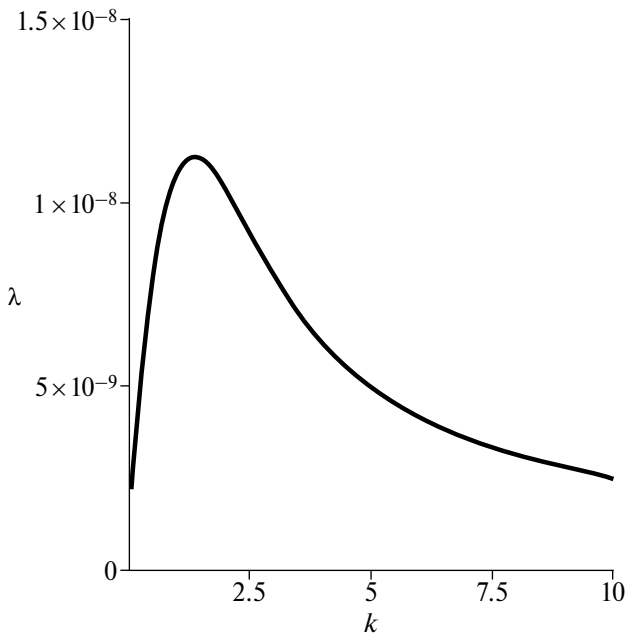


Рис. 4. Зависимость инкремента λ от волнового числа k для вязкой ньютоновской реологической модели.

условиям (34) и (35), когда $m = 10^3$. Поскольку зависимость смещения от времени имеет вид $\exp(\lambda t)$, характерное время развития неустойчивости можно определить как $1/\lambda$. Безразмерному инкременту $\lambda \approx 10^{-8}$ соответствует огромное характерное время развития неустойчивости $\frac{\eta}{\lambda \mu} \approx 6 \cdot 10^{16} \text{ с} \approx 2 \cdot 10^9 \text{ лет}$. Если верхний холодный слой коры рассматривается как упругий, ему приписывается бесконечно большая вязкость, при которой тяжелые включения в этом слое устойчивы. Однако вязкость этого слоя хотя и велика, но не бесконечна. Поэтому тяжелые включения в этом верхнем слое коры неустойчивы, но эта неустойчивость развивается так медленно, что тяжелые включения в коре практически не меняют своего положения за период времени, сравнимый с возрастом Земли.

Оценка инкремента, полученная выше в рамках реологической модели вязкой ньютоновской жидкости, нуждается в уточнении. Лабораторные исследования показывают, что при малых деформациях имеет место неуставившаяся ползучесть, при которой деформации ползучести линейно зависят от приложенных постоянных напряжений:

$$2\varepsilon_{ij} = \sigma_{ij} f(t), \quad (41)$$

где $f(t)$ — функция ползучести, дающая аналитическое описание неуставившейся ползучести; ε_{ij} — тензор деформаций, отсчитываемых от состояния в момент приложения напряжения. Для горных пород функция ползучести при высоких температурах хорошо описывается законом Андраде:

$$f(t) = t^{1/3} / A, \quad (42)$$

где A — реологический параметр Андраде. На малых временах, неуставившаяся ползучесть подчиняется закону Ломнитца, но уже на временах порядка суток становится справедливым закон Андраде [Birger, 1998; Биргер, 2007]. Поэтому именно закон Андраде будет применяться при анализе неустойчивости коры, который предполагает исследование течения на больших временах, прошедших с момента возникновения начального возмущения.

Чтобы обобщить результаты экспериментов, проводимых при постоянных напряжениях, на случай переменных напряжений, можно использовать линейную теорию Больцмана, справедливую для достаточно малых деформаций. Эта теория приводит к интегральному соотношению между деформациями и напряжениями:

$$2\varepsilon_{ij} = \int_0^t K(t_1) \sigma_{ij}(t - t_1) dt_1, \quad (43)$$

где t — момент наблюдения; $K(t)$ — интегральное ядро ползучести, определяемое функцией ползучести:

$$K = df / dt. \quad (44)$$

Как следует из (42) и (44), ядро ползучести, соответствующее закону Андраде, имеет вид:

$$K(t) = \frac{1}{3A} t^{-2/3}. \quad (45)$$

Реологическую модель, которая описывается уравнениями (43) и (45), будем называть моделью Андраде. Эта модель обобщает закон Андраде на случай переменных напряжений.

Когда деформации и напряжения зависят от времени как $\exp(\lambda t)$, правая часть уравнения (43) принимает вид:

$$2\varepsilon_{ij} = \sigma_{ij} e^{\lambda t} \int_0^\infty K(t_1) e^{-\lambda t_1} dt_1, \quad (46)$$

$$\int_0^\infty K(t_1) e^{-\lambda t_1} dt_1 = K^*(\lambda),$$

где звездочка обозначает преобразование Лапласа, которое использовано здесь только для того,

чтобы вычислить интеграл в уравнении (46). Преобразование Лапласа ядра ползучести (45) дает:

$$K^*(\lambda) = \frac{\Gamma(1/3)}{3} \frac{\lambda^{-1/3}}{A} \approx \frac{\lambda^{-1/3}}{A}, \quad (47)$$

где гамма-функция $\Gamma(1/3) \approx 3$. Линейная теория устойчивости рассматривает поведение механической системы на больших временах, прошедших с момента возникновения малого возмущения. Поэтому в уравнении (46) верхним пределом интегрирования является $t = \infty$. Таким образом, на больших временах эффективный модуль сдвига среды Андраде имеет вид:

$$\mu_{eff} = A\lambda^{1/3} = A\tau^{-1/3}, \quad (48)$$

а эффективная ньютоновская вязкость записывается как

$$\eta_{eff} = A\lambda^{-2/3} = A\tau^{2/3}, \quad (49)$$

где $\tau = \frac{1}{\lambda}$ — характерное время процесса в случае, когда инкремент λ — положительное действительное число. Эффективная вязкость для среды Андраде зависит от характерного времени рассматриваемого процесса и, следовательно, эффективная вязкость, найденная для последлениковых течений с характерным временем 1000 лет, не может применяться при исследовании более медленных процессов [Биргер, 2016].

Следует отметить, что соотношения (46)–(49), строго говоря, перестают быть справедливыми, когда λ — отрицательное число, поскольку в этом случае интеграл в правой части уравнения (46) расходится. Неустойчивость в среде Андраде описывается функцией $\exp(\lambda t)$, где $\lambda > 0$, а устойчивость, которая имеет место в отсутствие скачка плотности, описывается заранее неизвестной функцией, убывающей с ростом t . Эту неизвестную функцию можно найти, последовательно применяя преобразование Лапласа, как это сделано в работе [Биргер, 2018]. Однако, если заменить λ на $|\lambda|$ в уравнениях (48) и (49), эти уравнения можно применять в случае устойчивости как довольно грубое приближение (см. Приложение). Такое приближение позволяет исследовать устойчивость в среде Андраде, не применяя преобразование Лапласа и, используя обычную для линейной теории устойчивости зависимость от времени $\exp(\lambda t)$, находить не только положительные, но и отрицательные значения инкремента λ .

Реологический параметр Андраде, сильно зависит от температуры. В нижнем горячем слое

коры $A = 4 \cdot 10^{12} \text{ Па} \cdot \text{с}^{1/3}$, а в верхнем холодном слое этот параметр приблизительно на 3 порядка выше [Birger, 2013; Karato, 2008]. Как следует из (50), на временах $\tau \approx 1000 \text{ лет} \approx 3 \cdot 10^{10} \text{ с}$, характерных для мелкомасштабных послелениковых течений, значению реологического параметра $A = 4 \cdot 10^{12} \text{ Па} \cdot \text{с}^{1/3}$ соответствует эффективная вязкость $\eta_{eff} \approx 4 \cdot 10^{19} \text{ Па} \cdot \text{с}$. Такая оценка согласуется с оценкой вязкости, полученной при рассмотрении мелкомасштабных послелениковых течений в рамках реологической модели ньютоновской жидкости [Cathles, 1975].

Переходя в формуле (48) к безразмерному инкременту λ , получаем:

$$\frac{\mu_{eff}}{\mu} = \frac{A}{\mu} \left(\frac{\eta}{\mu} \right)^{-1/3} \lambda^{1/3} \approx 0.07 \lambda^{1/3}, \quad (50)$$

где $\eta = 4 \cdot 10^{19} \text{ Па} \cdot \text{с}$ и $\mu = 6 \cdot 10^{10} \text{ Па}$ — введенные ранее вязкость и упругий модуль, с помощью которых определен масштаб времени. При эффективном модуле упругости (50) уравнения (40) принимают вид:

$$ke^k C_1 + (1+k)e^k C_2 + ke^{-k} C_3 + (-1+k)e^{-k} C_4 = 0,$$

$$\begin{aligned} & (\varphi + 0.14m\lambda^{1/3}k)e^k (C_1 + C_2) + \\ & + (\varphi - 0.14m\lambda^{1/3}k)e^{-k} (C_3 + C_4) = 0, \end{aligned}$$

$$C_1 + C_3 - B_1 = 0, \quad (51)$$

$$kC_1 + C_2 - kC_3 + C_4 - kB_1 - B_2 = 0,$$

$$kC_1 + C_2 + kC_3 - C_4 - kB_1 - B_2 = 0,$$

$$\begin{aligned} & (\alpha\varphi + 0.14m\lambda^{1/3}k)C_1 + \\ & + (\alpha\varphi - 0.14m\lambda^{1/3}k)C_3 - 0.14\lambda^{1/3}kB_1 = 0. \end{aligned}$$

Приравняв нулю определитель этой системы линейных уравнений, получаем характеристическое уравнение. Положив в этом уравнении $\alpha = 0.01$, $\varphi = 0.005$ и $m = 10^3$, находим показанную на рис. 5 зависимость инкремента λ от волнового числа k .

Как видно из рис. 5, наиболее неустойчивым является тяжелое включение, которому соответствует безразмерное волновое число $k \approx 1.5$ и безразмерный инкремент $\lambda \approx 4 \cdot 10^{-21}$. Такому крайне малому значению безразмерного инкремента соответствует сверхмедленное развитие неустойчивости: характерное время развития неустойчивости $\frac{\eta}{\lambda\mu} \approx 5 \cdot 10^{21} \text{ лет}$ на много порядков

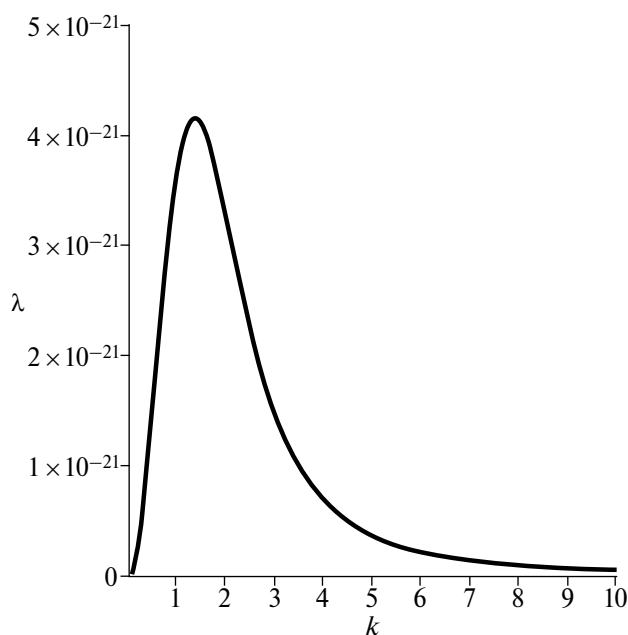


Рис. 5. Зависимость инкремента λ от волнового числа k для реологической модели Андраде.

превышает возраст Земли. В этом процессе эффективная ньютоновская вязкость нижнего горячего слоя коры чрезвычайно высока: как следует из (49), она приблизительно на 12 порядков выше эффективной вязкости, соответствующей процессу послеледниковых течений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Методом линейной теории для малых возмущений решена задача об устойчивости тяжелого упругого слоя, лежащего на упругом слое с меньшей плотностью. Полученное решение соответствует геофизической задаче об устойчивости тяжелого включения, которое расположено в верхнем слое коры и имеет небольшой горизонтальный размер. Показано, что такая система устойчива: малые начальные возмущения приводят к малоамплитудным колебаниям. Частоты этих колебаний достаточно высоки для того, чтобы считать среду упругой, пренебрегая ее вязкими свойствами. Если плотность включения не отличается от плотности окружающей среды, возникающие колебания вырождаются в стоячие волны Рэлея. Рассчитаны поправки к частотам колебаний, которые вызваны превышением плотности включения над плотностью среды.

Геоматериал, как и любой поликристаллический материал, обладает не только упругостью, но и ползучестью, которая определяется

имеющимися дефектами в идеально правильной кристаллической структуре. Упруго-ползучая реология хорошо описывается моделью Максвелла, которая представляет полную деформацию в виде суммы упругой деформации и вязкой деформации. Ползучесть геоматериала, конечно, не описывается вязкой ньютоновской моделью, однако можно ввести эффективную ньютоновскую вязкость, зависящую от характерной продолжительности рассматриваемого процесса. В настоящей работе используется эффективная ньютоновская вязкость, которая соответствует реологической модели Андраде, характеризующей ползучесть геоматериала при малых деформациях. Материал, описываемый моделью Максвелла, ведет себя как упругий при быстрых процессах, характерное время которых мало в сравнении с временем Максвелла, представляющим собой отношение эффективного коэффициента вязкости к упругому модулю сдвига. При медленных процессах с характерным временем, значительно более продолжительным, чем время Максвелла, материал ведет себя как вязкий.

В линейной теории устойчивости зависимость возмущения от времени ищется в виде $e^{\lambda t}$, где λ — комплексный инкремент. Исследуемой системе обычно соответствует целый набор инкрементов λ . Если действительные части всех инкрементов λ отрицательны или равны нулю, система устойчива, а если действительная часть хотя бы одного из инкрементов положительна, система неустойчива. Каждому значению инкремента λ соответствует процесс, длительность которого определяется временем $1/|\lambda|$. В настоящем исследовании устойчивости тяжелых включений в верхней коре найдены три значения инкремента: $|\lambda_1| \gg |\lambda_2| \gg |\lambda_3|$. Чисто мнимый инкремент $\lambda_1 = i\omega$ соответствует упругому поведению верхней коры и подстилающего слоя. Отрицательный инкремент λ_2 , найденный в работе [Биргер, 2023], соответствует процессу, при котором верхняя кора ведет себя как упругая, а подстилающий слой демонстрирует вязкость. Положительный инкремент λ_3 характеризует очень медленный процесс, при котором оба слоя ведут себя как вязкие. Поскольку инкремент λ_3 положителен, тяжелые включения в верхнем слое коры неустойчивы. Однако эта неустойчивость развивается так медленно (инкремент λ_3 очень мал), что тяжелые включения практически не меняют своего положения за период времени, равный возрасту Земли.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Рассмотрим случай, когда нет ни скачка плотности $\left(\alpha = \frac{\Delta\rho}{\rho} = 0\right)$, ни скачка реологического параметра ($m = 0$). В рамках эффективной ньютоновской реологии зависимость от времени вертикального смещения в точке на верхней поверхности слоя записывается в виде:

$$\frac{U_z(t)}{U_z(0)} = \exp(\lambda t), \quad \lambda = -1/\tau, \quad (\text{I})$$

$$\tau = \frac{2k\eta_{\text{eff}}}{\rho g}, \quad (\text{II})$$

где λ — декремент, а τ — характерное время процесса, за которое смещение уменьшается в e раз. Применение реологической модели Андраде приводит к асимптотической зависимости вертикального смещения от времени:

$$\frac{U_z(t)}{U_z(0)} = \frac{2kAt^{-1/3}}{\Gamma(2/3)\rho g}, \quad \Gamma(2/3) \approx 1.35. \quad (\text{III})$$

Формула (III) получена в работе [Биргер, 2018] с помощью преобразования Лапласа и справедлива на больших временах, прошедших с момента начального возмущения. Хотя зависимость от времени, даваемая (III), не экспоненциальная, можно ввести время τ , за которое смещение уменьшается в e раз. Как следует из (III),

$$\frac{1}{e} \approx \frac{2kA\tau^{-1/3}}{\Gamma(2/3)\rho g}. \quad (\text{IV})$$

Подразумевая под эффективной вязкостью вязкость такой ньютоновской среды, которая характеризуется таким же временем τ , как среда Андраде, и подставляя в (IV) соотношение:

$$\frac{2k}{\rho g} = \frac{\tau}{\eta_{\text{eff}}},$$

которое следует из (II), получим:

$$\eta_{\text{eff}} \approx \frac{e}{\Gamma(2/3)} A \tau^{2/3}, \quad \frac{e}{\Gamma(2/3)} \approx 2. \quad (\text{V})$$

Поскольку $\tau = 1/|\lambda|$, эффективную вязкость и эффективный модуль сдвига для среды Андраде можно описать приближенными формулами

$$\eta_{\text{eff}} \approx A|\lambda|^{-2/3}, \quad \mu_{\text{eff}} \approx A|\lambda|^{1/3}. \quad (\text{VI})$$

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Биргер Б.И. Затухание сейсмических волн и универсальная реологическая модель мантии Земли // Физика Земли. 2007. № 8. С. 17–23.
- Биргер Б.И. Динамика литосферы Земли. М.: Ленанд. 2016. 256 с.
- Биргер Б.И. Ползучесть Андраде при восстанавливающих изостазию течениях в мантии // Физика Земли. 2018. № 6. С. 48–58.
- Биргер Б.И. Гравитационная неустойчивость вязкоупругой земной коры // Физика Земли. 2023. № 2. С. 49–61.
- Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика. Геологические приложения физики сплошных сред. М.: Мир. 1985. 730 с.
- Birger B.I. Rheology of the Earth and thermoconvective mechanism for sedimentary basins formation // Geophys. J. Inter. 1998. V. 134. P. 1–12.
- Birger B.I. Temperature-dependent transient creep and dynamics of cratonic lithosphere // Geophys. J. Inter. 2013. V. 195. P. 695–705.
- Cathles L.M. The viscosity of the Earth's mantle. Princeton university press. 1975. 386 p.
- Karato S. Deformation of Earth Materials. An Introduction to the Rheology of Solid Earth. Cambridge university press. 2008. 463 p.

Stability of Heavy Inclusions in the Earth's Crust

B. I. Birger^{a, *}

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

*e-mail: birgerbor@mail.ru

Received January 9, 2023

revised June 5, 2023

accepted July 3, 2023

Abstract — Stability of a heavy inclusion in the Earth's upper crust is studied by the linear theory method for small perturbations. The presence of such inclusions with an increased density is associated with chemical inhomogeneity or phase transformations. The problem of the stability of a heavy elastic layer above a less dense elastic layer that represents the lower crust and mantle lithosphere is solved. It is shown that such a system is stable: small initial perturbations produce low-amplitude oscillations. The corrections to the oscillation frequency that arise due to the density jump at the boundary between the layers are calculated. The changes in the solution due to the consideration of creep, which is present even in cold geomaterials, are discussed. Creep leads to instability of heavy inclusions in the upper crust. However, because the effective viscosity of the cold upper crust is very high, this instability is of a formal nature, since it develops so slowly that heavy inclusions in the upper crust hardly change their position over a timescale comparable to the age of the Earth.

Keywords: stability of a heavy inclusion, lower crust, mantle lithosphere, creep

УДК550.34.013; 523.42; 523.43; 523.4-82

НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ НЕДР МАРСА И ВЕНЕРЫ

© 2024 г. Т. В. Гудкова^{1, *}, А. В. Батов^{1, 2, **}

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

²Институт проблем управления им. В.А.Трапезникова РАН, г. Москва, Россия

*E-mail: gudkova@ifz.ru

**E-mail: batov@ipu.ru

Поступила в редакцию 19.04.2023 г.

После доработки 05.07.2023 г.

Принята к публикации 07.07.2023 г.

Показано, что большинство эпицентров марсотрясений расположено в зонах растяжений и достаточно больших касательных напряжений, связанных с отклонением планеты от состояния гидростатического равновесия. Проведен расчет негидростатических напряжений в недрах Венеры для двух типов моделей: упругой модели и модели с литосферой варьируемой толщины (150–500 км), расположенной на ослабленном слое, который частично потерял свои упругие свойства. Численное моделирование системы уравнений упругого равновесия гравитирующей планеты выполнено с шагом $1^\circ \times 1^\circ$ градус по широте и долготе до глубины 480 км – первого фазового перехода в мантии. Граничными условиями задачи служат данные о топографии и гравитационном поле планеты. В целом, уровень негидростатических напряжений на Венере не слишком высок. На поверхности планеты и в коре наибольшие касательные напряжения проявляются в районе горы Максвелла (Maxwell Monte) на Земле Иштар (Ishtar Terra). Под горами Максвелла напряжения сдвига в коре достигают 80 МПа, значения сжатия достигают значений 125–150 МПа, в зависимости от модели. Напряжения растяжения вокруг этой области составляют около 20 МПа. Наибольшие напряжения растяжения приходятся на области под такими структурами как равнина Лавинии (Lavinia Planitia), равнина Седны (Sedna Planitia), равнина Айно (Aino Planitia).

Ключевые слова: моделирование негидростатических напряжений, топография, гравитационное поле, Марс, Венера.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0002333724010078>, **EDN:** EHWFNZ

ВВЕДЕНИЕ

Известно, как изменились представления о внутреннем строении Земли после регистрации первого сейсмического события 17.04.1889 г., которое ознаменовало начало сейсмической эры в исследованиях Земли. По анализу сейсмических данных было получено доказательство того, что у Земли есть ядро [Oldham, 1906], кора [Mohorovičić, 1910], и что в жидком ядре есть внутреннее твердое ядро [Lehmann, 1936], создана глобальная референсная модель внутреннего строения [Dziewonski, Anderson, 1981]. Сейчас наша планета покрыта огромной сетью сейсмических станций, которые позволяют изучать детали ее внутреннего строения и строить томографические модели (см., напр., обзор работ в статье [Жарков, 2012]).

На планетах эти исследования очень дорогостоящие и поэтому, можно использовать только ограниченное число приборов. До недавнего времени Луна была единственным космическим телом, кроме Земли, для которого были получены сейсмические данные. Непрерывные сейсмические наблюдения на Луне проводились с 19.11.1969 г. до сентября 1977 г. сетью сейсмических станций, установленных на видимой стороне Луны по программе “Аполлон”. Применяя новейшие методы обработки, удалось выделить отраженные от ядра Луны волны и тем самым определить радиус ее внешнего жидкого ядра, а также обнаружить твердое внутреннее ядро Луны [Weber et al., 2011].

Марсианская сейсмология началась 04.09.1976 г., когда две посадочные станции Viking были оборудованы трехкомпонентными

короткопериодными сейсмометрами [Anderson et al., 1977]. К сожалению, сейсмометр Viking-1 не заработал. Сейсмометр Viking-2 функционировал с сентября 1976 г. до февраля 1978 г. и записал несколько сигналов, которые, как считалось, были вызваны порывами ветра. Поэтому до миссии НАСА InSight (Interior exploration using Seismic investigations, geodesy and heat transport — Исследование внутреннего строения, используя сейсмические исследования, данные геодезии и измерения теплового потока) [Mimoun et al., 2012; Banerdt et al., 2013; Panning et al., 2017] было неясно насколько сейсмичен Марс.

В настоящее время завершен успешный сейсмический эксперимент SEIS на Марсе в миссии “InSight” [Lognonné et al., 2019; Banerdt et al., 2020; Giardini et al., 2020; Ceylan et al., 2022]. Широкополосный сейсмометр, установленный в конце декабря 2018 г. проработал до декабря 2022 года. Чувствительность прибора составляла $<10^{-9}$ м с $^{-2}$ Гц $^{1/2}$ в диапазоне от 10^{-3} до 10 Гц, частота регистраций 20 измерений/с. Впервые была определена сейсмичность Марса по данным наблюдений [Giardini et al., 2020]. Магнитуда большинства марсотрясений оценивается как 3.2–3.6, два удаленных события имеют магнитуду 4.1 и 4.2 [Horleston et al., 2022], особо выделяется произошедшее в 2022 году событие магнитудой 4.7 [Kawamura et al., 2023], до регистрации которого не удавалось выделить записи поверхностных волн.

До миссии InSight, толщина коры Марса была определена с использованием косвенных методов, таких как обработка гравитационных данных, и учет состава поверхностных пород. Анализ данных, собранных сейсмометром InSight, предоставил нам первое прямое сейсмическое измерение толщины коры под посадочным модулем [Knapmeyer-Endrun et al., 2021], который был расположен в северных низменностях, где считается, что кора тоньше, чем в среднем. Сейсмическим данным удовлетворяют две модели: двухслойная, с толщиной коры 20 ± 5 км и с плотностью до 2850 кг/м 3 , и трехслойная, с толщиной коры 39 ± 8 км и с плотностью до 3100 кг/м 3 , эти модели продолжают уточняться. С учетом данных гравитационного поля и топографии установлено, что средняя толщина коры Марса составляет от 32 до 70 км, а средняя плотность не более 3100 кг/м 3 [Wieczorek et al., 2022]. Это значение ниже, чем у большинства типичных марсианских базальтовых пород, что позволяет предположить, что состав коры отличается от вулканических пород на поверхности.

Впервые по сейсмическим данным была определена граница марсианского ядра [Stähler et al., 2021] — это третье обнаружение границы ядра планеты сейсмическими методами после работ [Oldham, 1906; Weber et al., 2011]. Долгое время продолжалась дискуссия, имеется ли перовскитовый слой у Марса. Большое ядро Марса (1830 ± 40 км) свидетельствует о наличии мантии, минералогически сходной с верхней мантией Земли и переходной зоной, и об отсутствии перовскитовой зоны. Марсианское ядро гораздо менее плотное, чем земное, что говорит о наличии ряда легких элементов, таких как кислород, сера, водород, растворенных в железоникелевом ядре [Stähler et al., 2021].

В мантии Марса было важно определить глубину фазового перехода оливин—вадслеит, так как это фиксирует распределение температуры в планете и дает важный ключ к пониманию состава марсианской мантии. По сейсмическим данным, собранным миссией НАСА InSight на Марсе, был обнаружен скачок параметров в средней мантии на глубине 1006 ± 40 км, что соответствует ожидаемой глубине и резкости постоливинового перехода [Huang et al., 2022]. Марсианская мантия более богата железом, чем земная, и обе планеты имеют одинаковую потенциальную температуру 1605 ± 100 К.

В настоящее время для Венеры нет сейсмических данных. По теоретическим оценкам, сейсмичность Венеры стоит в ряду между Марсом и Землей [Lognonné, Johnson, 2015; Van Zelst et al., 2023], ожидается 11–34 событий в год с магнитудой >5 , что соответствует силе внутриплитных землетрясений. Наиболее обширные данные о поверхности Венеры были собраны орбитальным аппаратом Magellan [Saunders et al., 1992] в 1991–1994 гг. Картирование поверхности планеты (98%) с разрешением 100–200 м выявило, что на поверхности доминируют обширные вулканические равнины и разнообразные вулканические образования различных размеров [Ivanov, Head, 2011; Bondarenko, Kreslavsky, 2018]. На Венере имеется глобальная система рифтов, простирающаяся на тысячи километров, которая указывает на активность процессов в последние десятки миллионов лет [Basilevsky, 1993]. Молодой возраст поверхности Венеры, сложный гористый рельеф, структуры растяжений, складчатые гребни свидетельствуют о тектонической активности, несмотря на видимое отсутствие плейт-тектоники земного типа. Анализ поверхности указывает на то, что на Венере нет признаков границ плит или их движений, тем не менее, с морфологической точки зрения рифтовые

долины на Венере имеют несколько аналогий со срединно-океаническими хребтами и тройными сочленениями на Земле [Graff et al., 2018]. В настоящее время существуют доказательства современного вулканизма на Венере [Smrekar et al., 2010; Shalygin et al., 2015]. Совсем недавно, по анализу данных радиолокационных наблюдений за поверхностью Венеры космическим аппаратом “Магеллан” в 1990–1992 гг., путем сравнения элементов поверхности в разное время, было получено прямое свидетельство продолжающейся вулканической активности на современной Венере [Herrick, Hensley, 2023].

Внутриплитные землетрясения, лунотрясения, и марсотрясения показывают, что сейсмическая активность может быть приурочена не только к плейт-тектоническим явлениям, но и менее геологически активные планеты подвержены сейсмическим событиям, что дает возможность изучать их состав и строение. Вулканизм может служить триггером для сброса напряжений, и не вызывает сомнения, что Венера является сейсмически активной планетой.

Сложность проведения сейсмических исследований на Венере заключается в том, что требуется применение специальной аппаратуры, которая способна работать при очень сложных условиях: температуре ~ 750 К и давлении на поверхности ≈ 90 бар. В 1982 г. попытка зарегистрировать сейсмические события была предпринята советскими аппаратами “Венера-13” и “Венера-14” при помощи простейшего одноосного сейсмометра высокочастотного типа. Данные были слишком загрязнены внешними источниками, такими как ветер, и воздействием самого прибора. Анализ результатов, переданных с “Венера-13” не показал каких-либо колебаний поверхности, а “Венера-14” зарегистрировала два слабых микросейсма, природа которых оказалась не ясна [Ксанфомалити и др., 1982; Ксанфомалити, 1983]. Обсуждалась их возможная связь с вулканическими явлениями от удаленных источников, областей Бета и Феба, которые рассматриваются как возможные вулканически активные районы. К сожалению, на основе этих данных невозможно было дать какую-либо интерпретацию.

Чтобы понять, как эволюционировала Венера, необходимо обнаружить признаки сейсмической активности, разместив сейсмометры на поверхности на длительный период времени. Проект “Венера-Д” [Zasova et al., 2019], разработанный российским космическим агентством в сотрудничестве с НАСА, направлен на

измерение сейсмичности и исследование коры и внутреннего строения Венеры с использованием орбитального аппарата, субспутника и посадочного аппарата LLISSE (Long-Lived In-Situ Solar System Explorer) и запланирован на конец десятилетия. Прорабатывается оснащение посадочного модуля сейсмометром [Kremic et al., 2020; Tian et al., 2023] с использованием высокотемпературной электроники, способной в три раза увеличить продолжительность пребывания на поверхности (до 120 земных дней).

Альтернативой поверхностной сейсмологии для Венеры может стать регистрация сейсмических сигналов в атмосфере и ионосфере планеты, вызванных сейсмическими событиями. Наблюдения, которые велись с начала 1960-х годов, показали, что сильные сейсмические события на Земле и процессы в атмосфере взаимосвязаны: после сильных землетрясений наблюдается возмущение ионосферы. Акустические волны в атмосфере, генерируемые сейсмическими поверхностными волнами, наблюдались как от удаленных очень сильных землетрясений (с магнитудой выше 7), так и вблизи небольших сейсмических событий. Такие явления и сейчас регистрируются при землетрясениях силой 7–7.5 при помощи GPS (используется для определения электронной плотности в ионосфере) или доплеровскими зондами, которые определяют вертикальную скорость движения ионосферных слоев на высоте отражения зондирующего электромагнитного сигнала (см., например, [Liu et al., 2011; Yang et al., 2019]). Хотя на Венере сейсмические события ожидаются не столь большими, как на Земле, это компенсируется более сильным взаимодействием поверхности Венеры с более мощной атмосферой, что приводит к значительному усилению сигнала [Garcia et al., 2005; Lognonné, Johnson, 2015; Lognonné et al., 2016]. Для Венеры на высоте 50 км давление сравнимо с давлением на поверхности Земли, и можно оценить, что для сейсмических событий с одинаковыми магнитудами, амплитуды инфразвуковых волн на Венере будут в 600 раз больше амплитуд аналогичных волн на Земле, поэтому имеется потенциальная вероятность обнаружения сигналов от таких волн. Прибор (VAMOS, The Venus Airglow Measurements and Orbiter for Seismicity) – это концепция миссии, позволяющая небольшому космическому аппарату на орбите Венеры обнаруживать и регистрировать возмущения нейтральной атмосферы и ионосферы, вызванные сейсмическими волнами [Komjathy et al., 2018].

Венера является неравновесной планетой и деформации, вызванные отклонением от состояния гидростатического равновесия, могут приводить к существенным касательным напряжениям в ее недрах. Оценки напряженного состояния в недрах Венеры были выполнены в работах [Жарков и др., 1986; Жарков, Марченков, 1987; Марченков, Жарков, 1989] с использованием разложения гравитационного поля и топографии по сферическим функциям до 18 гармоники. Данные о гравитационном поле Венеры [Konopliv et al., 1999] и топографии [Rappaport et al., 1999] позволяют рассмотреть этот вопрос с большей детальностью.

На Марсе оценки негидростатических напряжений показали хорошую корреляцию зон напряжений растяжения и достаточно больших касательных напряжений с расположением очагов марсотрясений. О сейсмической активности Венеры и местоположении потенциальных сейсмических источников имеется мало данных. Исследование зон возможной сейсмической активности на Венере представляет несомненный интерес в связи с планируемыми сейсмическими экспериментами на планете. Для предстоящих сейсмических экспериментов на Венере важно знать в каких областях напряжения достаточно велики и способны вызвать сотрясения. В настоящей работе мы рассчитываем поле негидростатических напряжений в недрах Венеры с помощью статического метода, с шагом $1^\circ \times 1^\circ$ по широте и долготе до глубины 480 км. Для этого используются два типа моделей: 1) упругая модель, и 2) модель с упругой литосферой варьируемой толщины (150–500 км), расположенной на ослабленном слое, который частично потерял свои упругие свойства.

МЕТОД МОДЕЛИРОВАНИЯ НЕГИДРОСТАТИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ В НЕДРАХ ПЛАНЕТЫ

Задача интерпретации неравновесной части гравитационного поля планеты имеет точное решение для конкретной модели распределения упругих параметров: нахождение функции Грина для “аномальных волн плотности”, т.е. сферических гармоник в разложении плотности слоя, расположенного на некоторой глубине. Для оценки негидростатических напряжений, планета рассматривается как упругое сферически-симметричное тело, находящееся под воздействием как поверхностной (рельеф на поверхности планеты), так и внутренней

(заглубленные аномалии плотности) нагрузки. Статический подход (метод нагрузочных коэффициентов), учитывающий деформацию планеты под воздействием нагрузки, был разработан и применен для исследования напряженного состояния недр Венеры в работах [Марченков и др., 1984; Жарков и др., 1986; Жарков, Марченков, 1987; Марченков, Жарков, 1989].

Система уравнений, определяющая задачу, включает в себя: уравнение равновесия деформированного (упругого тела) при наличии объемных сил, уравнение Пуассона, реологическое уравнение, дающее соотношение между напряжением и деформациями (закон Гука для идеально упругой и изотропной среды). Решение системы определяет поле смещения для каждого значения степени гармоники n и заданной глубины, затем ряды гармоник суммируются. В каждой точке (r, φ, λ) симметричный полный тензор напряжений σ_{ik} приводится к диагональной форме путем преобразования координат, и определяются соответствующие главные напряжения σ_1, σ_2 и σ_3 ($\sigma_3 \leq \sigma_2 \leq \sigma_1$), которые раскладываются на напряжения всестороннего сжатия $\sigma = (\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3)/3$ и сдвиговые (или касательные) напряжения. Под напряжениями растяжения–сжатия понимаются напряжения всестороннего сжатия (отрицательные значения соответствуют сжимающим напряжениям, положительные — растягивающим). Максимальные напряжения сдвига (или касательные) представляют собой наибольшую из полуразностей главных напряжений $\tau = \max|\sigma_i - \sigma_k|/2$, ($i, k = 1, 2, 3; i \neq k$). Метод решения задачи моделирования негидростатических напряжений статическим методом был подробно описан в Приложении работы [Батов и др., 2019].

Мы предполагаем, что имеется два уровня залегания нагрузок (аномальных масс) — на поверхности $r = R$, и границе кора–мантия $r = R_1 = R - l$, где l — толщина коры (двухуровневая модель компенсации) (рис. 1). Амплитуды нагрузок $R_{imm}^1(\varphi, \lambda)$ и $R_{imm}^2(\varphi, \lambda)$ (где φ — широта и λ — долгота) выбираются таким образом, чтобы удовлетворить данным топографии и гравитационного поля планеты, взятым по отношению к равновесной поверхности планеты.

Коэффициенты разложения по сферическим функциям плотности на поверхности R и на границе кора–мантия R_1 , соответственно $R_{imm}^1(\varphi, \lambda)$ и $R_{imm}^2(\varphi, \lambda)$, связаны с коэффициентами

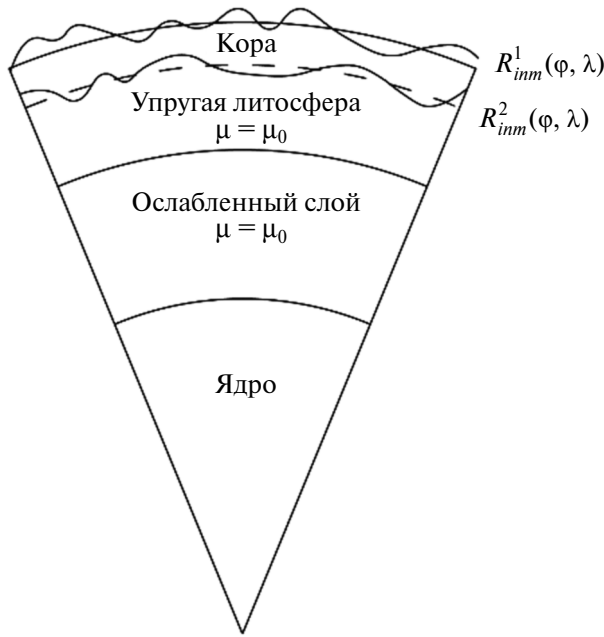


Рис. 1. Схема нагружки на поверхности и границе кора-мантия для двух типов моделей: 1) упругая модель $\alpha = 1.0$, 2) модель с литосферой, расположенной на ослабленном слое, простирающимся до ядра, и который частично потерял свои упругие свойства, $\alpha = 0.1$, μ_0 — значение модуля сдвига для чисто упругой модели. Обозначения: $R^1_{inn}(\varphi, \lambda)$, $R^2_{inn}(\varphi, \lambda)$ — амплитуды нагрузок степени n на поверхности и границе кора-мантия, соответственно; φ и λ — широта и долгота.

разложения аномального гравитационного поля C_{ginn} и топографии C_{tinn} следующим соотношением [Жарков и др., 1991]:

$$C_{ginn} = \frac{R^1_{inn}(\varphi, \lambda)}{Rp_0} \frac{3(1+k_n(R))}{(2n+1)} + \frac{R^2_{inn}(\varphi, \lambda)}{Rp_0} \frac{3(1+k_n(R_1))}{(2n+1)} \left(\frac{R_1}{R} \right)^{n+2}, \quad (1)$$

$$C_{tinn} = \frac{R^1_{inn}(\varphi, \lambda)}{Rp_c} + \frac{R^1_{inn}(\varphi, \lambda)}{Rp_0} \frac{3h_n(R)}{(2n+1)} + \frac{R^2_{inn}(\varphi, \lambda)}{Rp_0} \frac{3h_n(R_1)}{(2n+1)} \left(\frac{R_1}{R} \right)^{n+2}. \quad (2)$$

В формуле (2) первое слагаемое представляет вклад от нагрузки на поверхности, а два других определяют деформацию под действием нагрузки на поверхности и на границе кора-мантия соответственно. Нагрузочные числа $k_n(r)$, $h_n(r)$ рассчитываются для модельного распределения плотности и упругих параметров (модуля

сжатия K и модуля сдвига μ) в недрах планеты. Коэффициенты $R^1_{inn}(\varphi, \lambda)$ и $R^2_{inn}(\varphi, \lambda)$, которые служат граничными условиями при решении системы уравнений, подбираются так, чтобы получить наблюдаемое значение гравитационного поля C_{ginn} и топографии C_{tinn} , представленным в виде разложения в ряд по сферическим функциям. Мы учитываем лишь неравновесные компоненты топографии и гравитационного поля, вычитая из измеренных (наблюдаемых) величин C_{ginn} и C_{tinn} , их модельные значения для гидростатически равновесной планеты.

НЕГИДРОСТАТИЧЕСКИЕ НАПРЯЖЕНИЯ В НЕДРАХ МАРСА И ИХ КОРРЕЛЯЦИЯ С ЭПИЦЕНТРАМИ МАРСОТРЯСЕНИЙ

Совместный анализ современных данных топографии и неравновесной части гравитационного поля Марса позволил получить детальную картину распределения негидростатических напряжений в недрах планеты [Гудкова и др., 2017; 2018; Батов и др., 2019]. Для расчетов была принята модель внутреннего строения Марса, которая имеет среднюю толщину коры 50 км с плотностью 2900 кг/м³, радиус ядра составляет 1821 км [Гудкова и др., 2017]. Эти значения попадают в диапазон определения толщины коры (32–70 км) [Knapmeyer-Endrun et al., 2021; Wiczorek et al., 2022] и радиуса ядра Марса сейсмическими методами (1830±40 км) [Stähler et al., 2021]. Поскольку для гармоник выше 90, корреляция данных гравитационного поля и топографии Марса заметно ухудшается [Батов и др., 2018], для оценок напряженного состояния недр Марса использовались коэффициенты разложения топографии [Smith и др., 2001] и гравитационного поля [Konopliv et al., 2016] только до 90-й степени и порядка. Для выделения неравновесной части гравитационного поля, топография и гравитационное поле Марса определялись по отношению к равновесному сфероиду [Zharkov et al., 2009; Жарков, Гудкова, 2016]. Критерием выбора возможных эпицентров марсотрясений служили большие значения напряжений сдвига на фоне существенных растягивающих напряжений. Было предположено, что именно значительные касательные напряжения в зонах растяжения представляют наиболее вероятные области очага марсотрясений.

Большинство очагов марсотрясений было обнаружено к востоку от сейсмометра, в районе системы грабенов Церберы (Cerberus Fossae) [Giardini et al., 2020; InSight Marsquake Service,

2023], крупной тектонической структуры. Область Церберы (Cerberus Fossae) считается образованием, которое возможно связано с недавней вулканической активностью в районе поднятия Элизий (Elysium Mons). Сейсмические события этой группы расположены на эпицентральных расстоянии 26° – 27° , имеют магнитуду 3.5–4,

и механизм очага этих событий соответствует тектонике растяжения [Brinkman et al., 2021].

Сравнение теоретически рассчитанных негидростатических напряжений в регионе равнины Элизий (Elysium Planitia) с данными локации эпицентров сейсмических событий на Марсе в этом регионе показано на рис. 2.

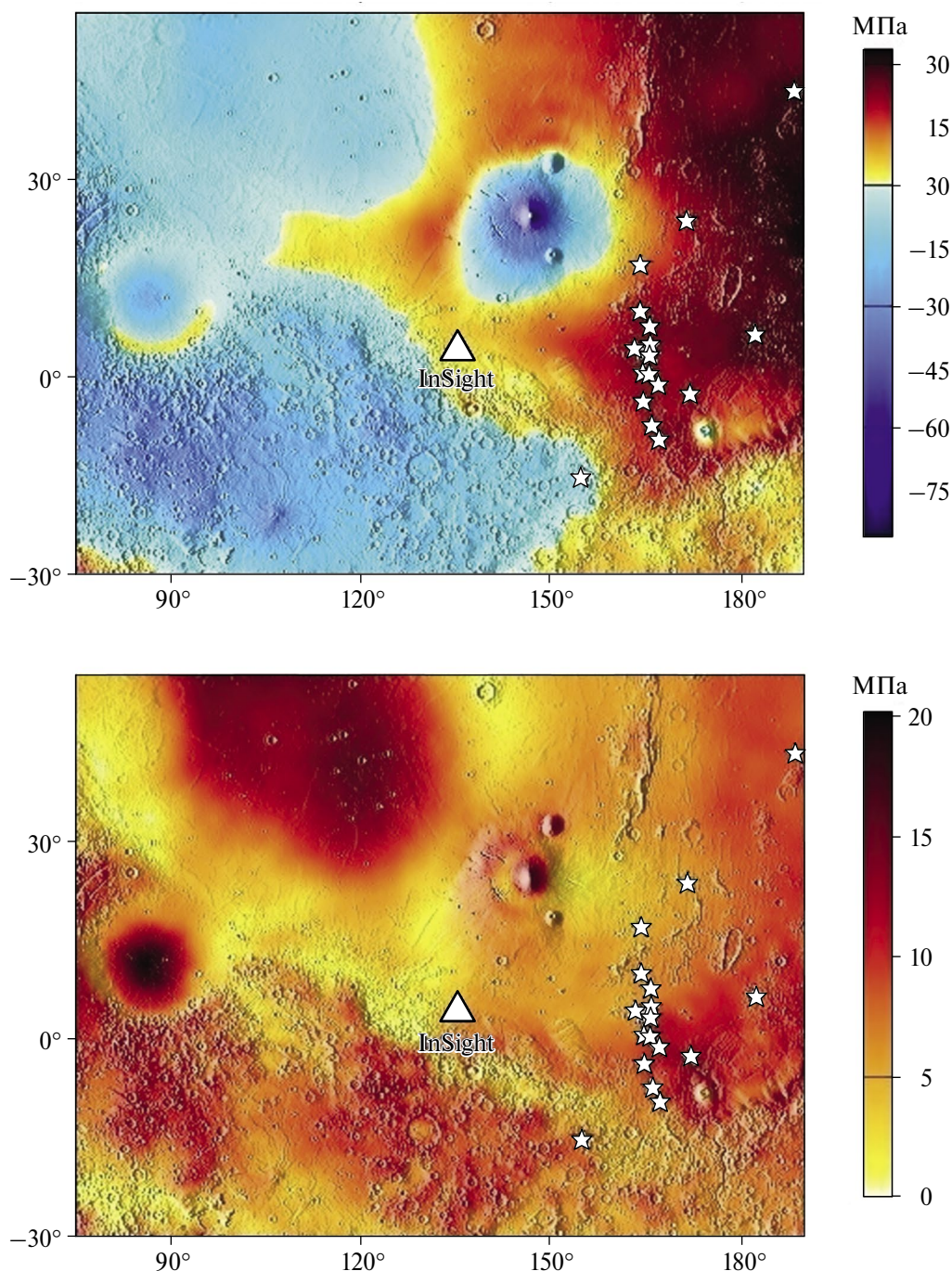


Рис. 2. Модельные негидростатические напряжения в коре Марса на глубине 25 км в области равнины Элизий (Elysium Planitia): напряжения растяжения–сжатия (вверху) и напряжения сдвига (внизу) в МПа. Обозначения: Δ – положение сейсмоприемника, $\star$ – эпицентры марсотрясений.

Рисунок соответствует модели внутреннего строения Марса с толщиной коры 50 км, толщина литосферы 300 км, под литосферой имеется ослабленный слой $\mu = 0.1\mu_0$ до глубины 1140 км (μ_0 — значение модуля сдвига для чисто упругой модели). В поле напряжений под щитом Элизий (Elysium) преобладает поле сжимающих напряжений, в то время как к востоку от плато Элизий (Elysium Planitia) прослеживаются значительные растягивающие напряжения в литосфере, действительно достаточные для возникновения сейсмических событий. Значительные касательные напряжения в зонах растяжения хорошо коррелируют с выявленными эпицентрами марсотрясений. Ранее принятый критерий выбора зон с большими значениями напряжений сдвига на фоне существенных растягивающих напряжений как наиболее вероятных областей очагов марсотрясений, оправдал ожидания. Возможная плюмовая активность этого района [Broquet, Andrews-Hanna, 2022] может приводить к сбрасыванию накопившихся напряжений.

АНАЛИЗ НЕГИДРОСТАТИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ В НЕДРАХ ВЕНЕРЫ

В настоящее время для Венеры разложение данных гравитационного поля по полиномам Лежандра известно до 180-й степени и порядка (модель SHGJ180u) [Konopliv et al., 1999], данные о топографии до 360-й степени и порядка (модель SHTJV360u) [Rapaport et al., 1999]. Эти модели, представленные в виде рядов полностью нормализованных коэффициентов, можно найти на сайте Системы Планетных данных (<http://pds-geosciences.wustl.edu>). В данной работе используются коэффициенты этих моделей, взятые до 70-й степени и порядка, так как корреляция между гравитационным полем и топографией убывает для более высоких гармоник [Менщикова и др., 2021]. Топографическая карта Венеры с обозначением структур представлена на рис. 3.

Для получения значений негидростатических напряжений, возникающих вследствие отклонения планеты от состояния гидростатического равновесия, а Венера является очень неравновесной планетой, топография и гравитационное поле Венеры определяются по

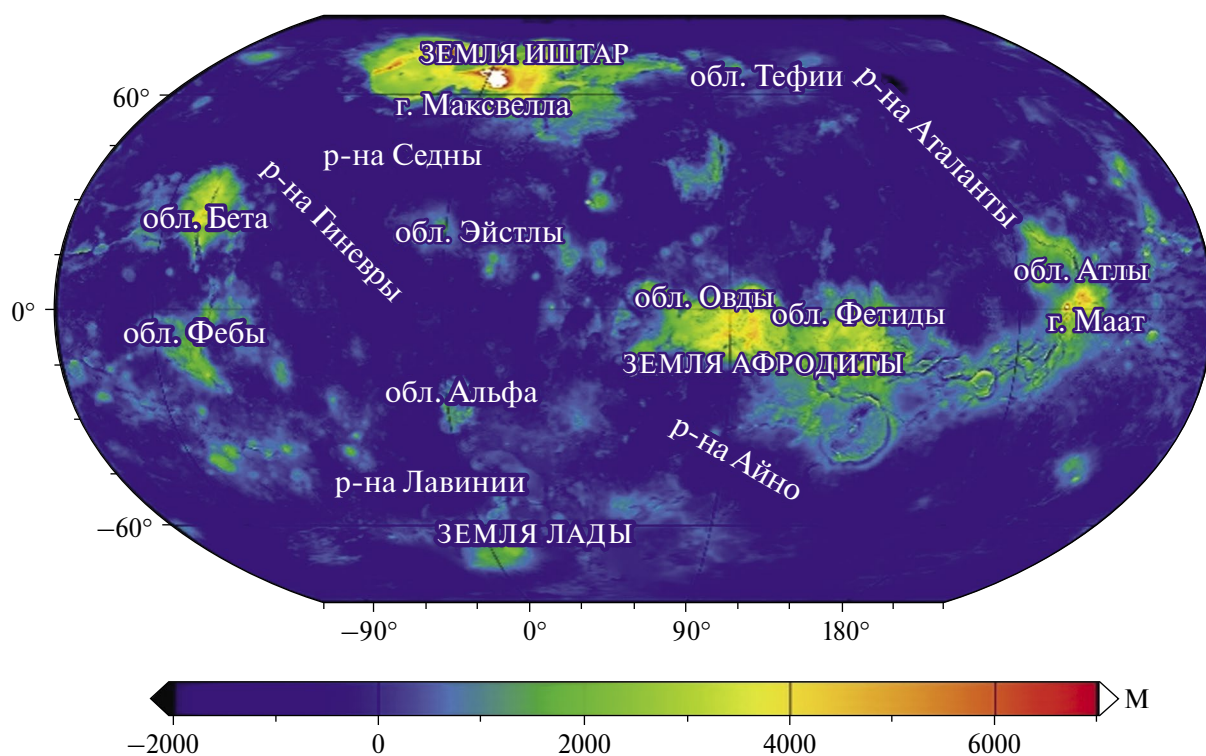


Рис. 3. Топографическая карта Венеры (в метрах). Нулевое значение соответствует среднему радиусу планеты. За центр проекции выбран меридиан 60°. Для наглядности, области с высотой более 7000 м обозначены белым цветом.

отношению к референсной поверхности, за которую выбирается поверхность эффективно равновесной Венеры [Жарков, Гудкова, 2019]. Фигура этой поверхности получена в предположении, что Венера землеподобна и форма равновесной планеты “зафиксировалась”, какой была в отдаленную эпоху.

Как планета реагирует на приложенную нагрузку, зависит от реологических свойств ее недр, которые для Венеры не определены. Оценки напряженного состояния недр Венеры проводятся для двух типов моделей (рис. 1), которые позволяют оценить порядок величины напряжений в планете: 1) упругая модель, 2) модель с упругой литосферой варьируемой толщины (100–500 км), расположенной на ослабленном слое, который частично потерял свои упругие свойства. Наличие под литосферой ослабленного слоя, который частично потерял свои жесткостные свойства, моделируется понижением в десять раз значения модуля сдвига μ в слое под литосферой, который считается простирающимся до ядра.

Моделирование негидростатических напряжений растяжения–сжатия и сдвиговых напряжений выполнены для тестовых моделей внутреннего строения Венеры V_16 и V_5 из работы [Гудкова, Жарков, 2020], которые удовлетворяют всем имеющимся на сегодняшний день данным наблюдений для Венеры. Средняя толщина коры моделей составляет 30 (V_16) и 70 (V_5) км, средняя плотность коры равна 2800 кг/м³.

В целом, уровень негидростатических напряжений на Венере не слишком высок (рис. 4 и рис. 5). Этот результат согласуется со значениями, полученными в работах [Жарков и др., 1986; Марченков, Жарков, 1989], где расчеты проводились с использованием данных гравитационного поля и топографии до 18-й степени (точность гравитационного поля на тот момент).

На рис. 4 показаны карты напряжений растяжения–сжатия и сдвига в коре и мантии для модели с толщиной коры 30 км для чисто упругой модели. Как и ожидалось, на поверхности планеты и в коре наибольшие касательные напряжения проявляются в районе горы Максвелла на Земле Иштар (Ishtar Terra). Под горами Максвелла (Maxwell Montes) напряжения сдвига в коре достигают 80 МПа, значения сжатия достигают значений 125–150 МПа, в зависимости от модели: 125 МПа для чисто

упругой модели, и 150 МПа для модели с литосферой 100 км. Напряжения растяжения вокруг этой области составляют около 20 МПа. Наибольшие напряжения растяжения приходятся на области под такими структурами как равнина Лавинии (Lavinia Planitia), равнина Седны (Sedna Planitia), равнина Айно (Aino Planitia). Уровень напряжений в литосфере зависит от выбора модели. Напряжения сжатия–растяжения и сдвига для модели с литосферой 300 км (рис. 5) выше, чем для однородной по упругим свойствам модели (рис. 4). Чем меньше толщина литосферы, тем выше в ней напряжения. В области равнины Айно напряжения растяжения составляют 23 МПа для моделей с литосферой 100 км, и 20 МПа для толщины литосферы 500 км. Нет существенной разницы в характере напряжений, полученных для моделей с толщиной коры 30 и 70 км.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результат моделирования негидростатических напряжений в недрах Марса сопоставлен с локацией эпицентров марсотрясений, зарегистрированных в ходе сейсмического эксперимента миссии InSight. Показано, что ранее принятый критерий выбора зон с большими значениями напряжений сдвига на фоне существующих растягивающих напряжений как наиболее вероятных областей очагов марсотрясений, оправдал ожидания. Значительные касательные напряжения в зонах растяжения хорошо коррелируют с выявленными эпицентрами марсотрясений.

В настоящей работе эта техника применена к Венере. Промоделированы негидростатические напряжения, возникающие из-за отклонения планеты от состояния гидростатического равновесия, используя идеализированные модели реологического строения Венеры. Это позволило оценить порядок величины напряжений растяжения–сжатия и касательных напряжений. Как и ожидалось, уровень негидростатических напряжений на Венере не очень высок. Мы получили поле напряжений на поверхности и в недрах Венеры для чисто упругой модели и модели с литосферой от 100 до 500 км, опираясь на данные гравитационного поля и топографии в рамках статического метода.

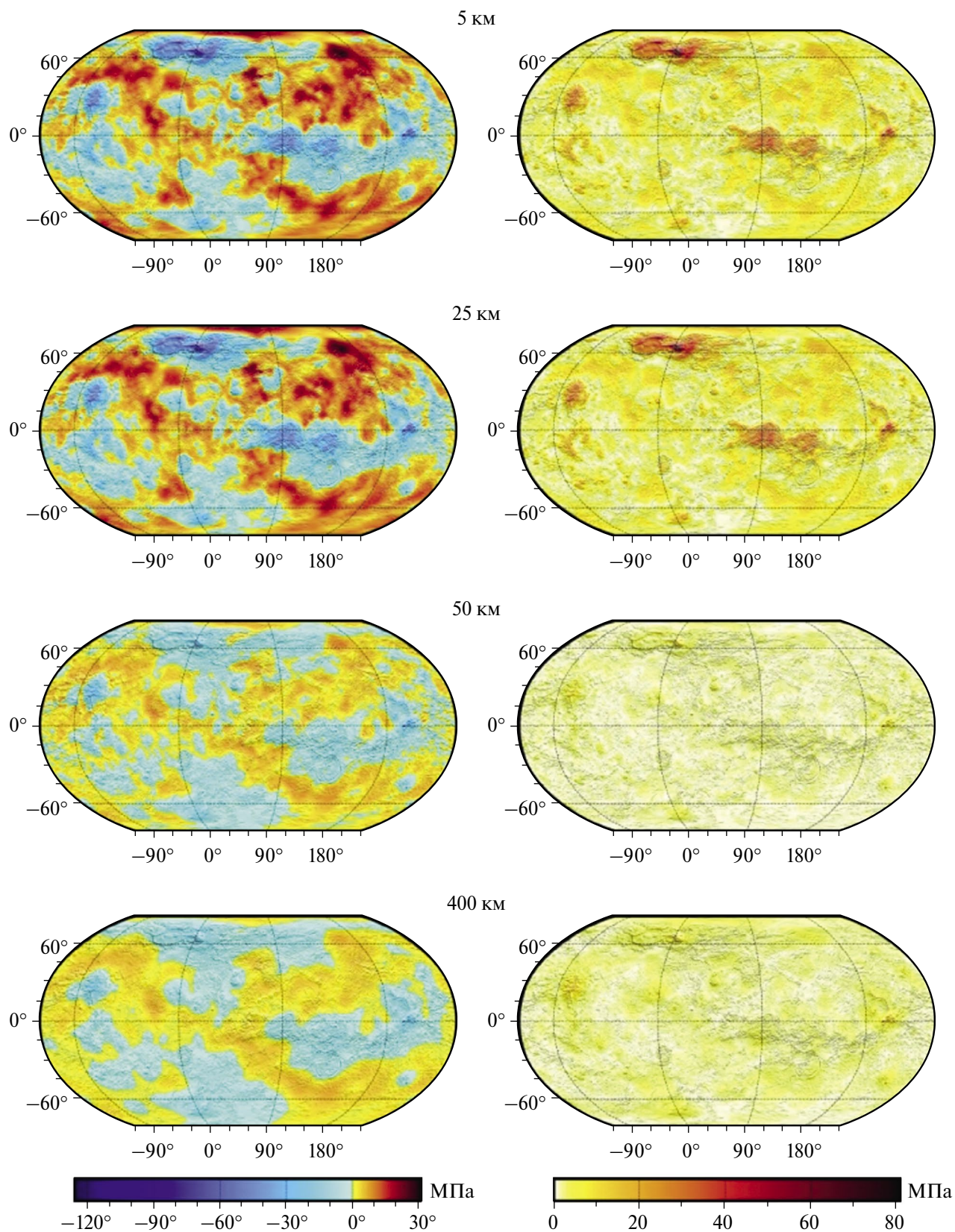


Рис. 4. Напряжения растяжения—сжатия (слева) и напряжения сдвига (справа) (в МПа) в коре на глубинах 5 и 25 км и в мантии на глубинах 50 и 400 км для упругой модели V₁₆ из работы [Гудкова, Жарков, 2020].

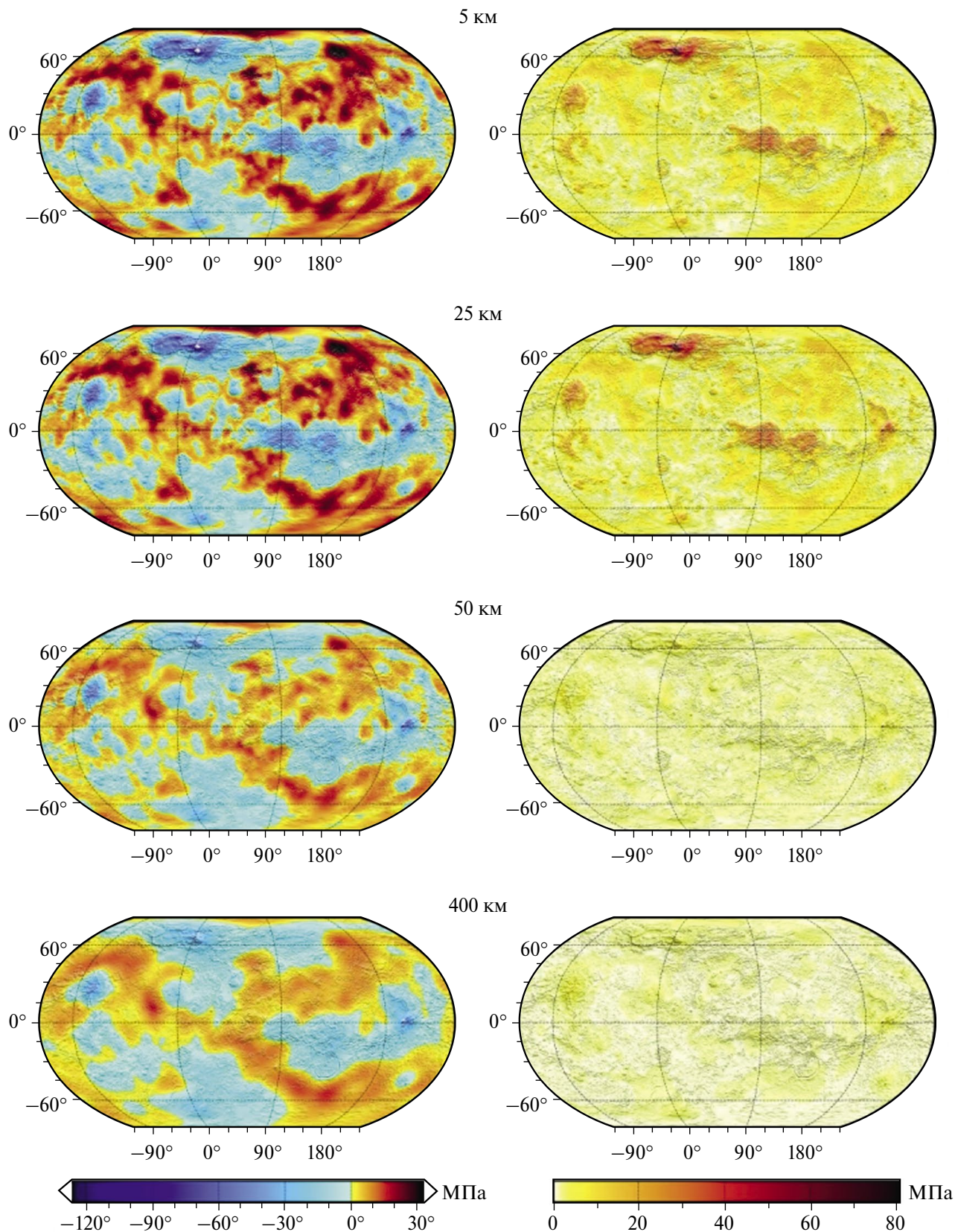


Рис. 5. Напряжения растяжения–сжатия (слева) и напряжения сдвига (справа) (в МПа) в коре на глубинах 5 и 25 км и в мантии на глубинах 50 и 400 км для модели с литосферой 300 км для модели V_16 из работы [Гудкова, Жарков, 2020].

Представленные расчеты важны для выбора места установки сейсмометра и интерпретации сейсмических данных, в связи с планируемыми сейсмическими экспериментами на Венере.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена за счет темы госзадания ИФЗ им. О.Ю Шмидта РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Батов А.В., Гудкова Т.В., Жарков В.Н. Оценки напряженного состояния недр Марса под локальными топографическими структурами // Геофизические исследования. 2018. Т. 19. № 3. С. 5–22.
- Батов А.В., Гудкова Т.В., Жарков В.Н. Негидростатические напряжения в недрах Марса для различных моделей неоднородной упругости // Физика Земли. 2019. № 4. С. 166–180. (Batov A.V., Gudkova T.V., Zharkov V.N. Nonhydrostatic stress state in the Martian interior for different rheological Models // Izvestiya Physics of the solid Earth. 2019. V. 55. № 4. P. 688–700.)
- Гудкова Т.В., Батов А.В., Жарков В.Н. Модельные оценки негидростатических напряжений в коре и мантии Марса: 1. Двухуровневая модель // Астрон. Вестн. 2017. Т. 51. № 6. С. 490–511. (Gudkova T.V., Batov A.V., Zharkov V.N. Model estimates of non-hydrostatic stresses in the Martian crust and mantle: 1. Two-level model // Solar System Research. 2017. V. 51. № 6. P. 457–478).
- Гудкова Т.В., Батов А.В., Жарков В.Н. О зонах возможной повышенной сейсмической активности на Марсе // Докл. РАН. 2018. Т. 481. № 4. С. 1–4. (Gudkova T.V., Batov A.V., Zharkov V.N. On Zones of Potential High Seismic Activity on Mars // Doklady of Earth Sciences. 2018. V. 481. № 2. P. 1013–1016).
- Гудкова Т.В., Жарков В.Н. Модели внутреннего строения землеподобной Венеры // Астрономический Вестник. 2020. Т. 54. № 1 С. 24–32. (Gudkova T.V., Zharkov V.N. Models of the Internal Structure of the Earth-like Venus // Solar System Research. 2020. V. 54. № 1. P. 20–27.)
- Жарков В.Н. Физика земных недр. ООО Наука и образование. 2012. 386 с. (Zharkov, V.N., Fizika zemnykh neдр (Physics of the Earth's Interior), Moscow: Nauka i Obrazovanie, 2012).
- Жарков В.Н., Марченков К.И. О корреляции касательных напряжений в литосфере Венеры с поверхностными структурами // Астрон. вестн. 1987. Т. 21. № 2. С. 170–175. (Zharkov V.N., Marchenkov K.I. On the correlation of shear stresses in the Venusian lithosphere with surface structures // Astron. Vestn. 1987. V. 21. № 2. С. 170–175).
- Жарков В.Н., Гудкова Т.В. О модельной структуре гравитационного поля Марса // Астрон. вестн. 2016. Т. 50. № 4. С. 252–267. (Zharkov V.N., Gudkova T.V. On the model Structure of the gravity field of Mars // Sol. Syst. Res. 2016. V. 50 (4). P. 235–250.)
- Жарков В.Н., Гудкова Т.В. О параметрах землеподобной модели Венеры // Астрономический Вестник. 2019. Т. 53. № 1 С. 3–6. (Zharkov V.N., Gudkova T.V. On parameters of the Earth-like model of Venus // Sol. Syst. Res. 2019. V. 53 (1). P. 1–4.)
- Жарков В.Н., Марченков К.И., Любимов В.М. О длинноволновых касательных напряжениях в литосфере и мантии Венеры // Астрон. вестн. 1986. Т. 20. № 3. С. 202–211. (Zharkov V.N., Marchenkov K.I., Lyubimov V.M. On long-period shear stresses in the lithosphere and mantle of Venus // Astron. Vestn. 1986. V. 20. № 3. С. 202–211.)
- Жарков В.Н., Кошляков Е.М., Марченков К.И. Состав, строение и гравитационное поле Марса // Астрон. вестн. 1991. Т. 25. № 5. С. 515–547. (Zharkov V.N., Koshlyakov E.M., Marchenkov K.I. Composition, structure and gravitational field of Mars // Astron. Vestn. 1991. V. 25 (5). P. 515–547.)
- Ксанфомалити Л.В. Поиск микросейсм на Венере // Космические исследования. 1983. Т. XXI (3). С. 355–360.
- Ксанфомалити Л.В., Зубкова В.М., Морозова Н.А., Петрова Н.В. Микросейсм в местах посадки “Венеры-13” и “Венеры-14” // Письма в АЖ. 1982. Т. 8(7). С. 444–447. (Ksanfomaliti L.V., Zubkova V.M., Morozova N.A., Petrova N.V. Microseisms at the Venera 13 and Venera 14 landing sites // Sov. Astron. Lett. 8(4). P. 241–242.)
- Марченков К.И., Любимов В.М., Жарков В.Н. Расчет нагрузочных коэффициентов для заглубленных аномалий плотности // Докл. АН СССР. 1984. Т. 15. № 2. С. 583–586. (Marchenkov K.I., Lyubimov V.M., Zharkov V.N. Calculation of loading coefficients for deep density anomalies // Dokl. Akad. Nauk SSSR. 1984. V. 15. № 2. С. 583–586.)
- Марченков К.И., Жарков В.Н. О рельефе границы коры-мантии и напряжениях растяжения-сжатия в коре Венеры // Письма в астрон. журн. 1989. Т. 15. № 2. С. 182–190. (Marchenkov K.I., Zharkov V.N. On the relief of the crust-mantle boundary and extension-compression stresses in the crust of Venus // Pis'ma Astron. Zh. 1989. V. 15. № 2. С. 182–190.)
- Менщикова Т.И., Гудкова Т.В., Жарков В.Н. Анализ данных топографии и гравитационного поля землеподобной Венеры // Астрономический Вестник. 2021. Т. 55. № 1 С. 13–21. (Menshchikova T.I., Gudkova T.V., Zharkov V.N. Analysis of the topography and gravity data for the Earth-like Venus // Sol. Syst. Res. 2021. V. 55 (1). P. 11–19.)
- Anderson D.L., Miller W.F., Latham G.V., Nakamura Y., Toksoz M.N., Dainty A.M., Duennebie F.K., Lazarewicz A.R., Kovach R.L., Knight T.C.D. Seismology on Mars // JGR 1977. V. 82 (28). 4524–4546.

- Banerdt W.B., Smrekar S., Lognonné P., Spohn T., Asmar S.W., Banfield D., Boschi L., Christensen U., Dehant V., Folkner W., Giardini D., Goetze W., Golombek M., Grott M., Hudson T., et al. InSight: a discovery mission to explore the interior of Mars, Proc. 44th Lunar and Planetary Science Conf., Woodlands, 2013. V. 44. P. 1915.
- Banerdt W.B., Smrekar S.E., Banfield D., Giardini D., Golombek M., Johnson C.L., et al. Initial results from the InSight mission on Mars // *Nature Geosci.* 2020. V. 13. C. 183–189.
- Basilevsky A.T. Age of rifting and associated volcanism in Atla Regio, Venus // *Geophys. Res. Lett.* 1993. V. 20 (10). P. 883–886.
- Bondarenko N.V., Kreskavsky M.A. Surface properties and surficial deposits on Venus: New results from Magellan Radar Altimeter data analysis // *Icarus.* 2018. V. 309. P. 162–176.
- Brinkman N., Stähler S. C., Giardini D., Schmelzbach C., Khan A., Jacob A., Fuji N., Perrin C., Lognonné P., Beucler E., Böse M., Ceylan S., Charalambous C., Clinton J.F., van Driel M., Euchner F., Horleston A., Kawamura T., Knapmeyer-Endrun B., Mainsant G., Panning M.P., Pike W.T., Scholz J.-R., Robertsson J.O.A., Banerdt W.B. First focal mechanisms of Marsquakes // *Journal of Geophysical Research: Planets.* 2021. V. 126. e2020JE006546.
- Broquet A., Andrews-Hanna J.C. Geophysical evidence for an active mantle plume underneath Elysium Planitia on Mars // *Nature Astronomy.* 2022. <http://doi.org/10.1038/s41550-022-01836-3>
- Byrne P.K., Krishnamoorthy S. Estimates on the frequency of volcanic eruptions on Venus // *J. Geophys. Res.: Planets.* 2022. V. 127 (1). E2021JE007040
- Ceylan S., Clinton J.F., Giardini D., Stähler S.C., Horleston A., Kawamura T., Böse M., Charalambous C., Dahmen N.L., van Driel M., Duran C., Euchner F., Khan A., Kim D., Plasman M., Scholz J.-R., Zenhäusern G., Beucler E., Garcia R.F., Kedar S., Knapmeyer M., Lognonné P., Panning M.P., Perrin C., Pike W.T., Stott A.E., Banerdt W.B. The marsquake catalogue from InSight, sols 0–1011 // *Phys. Earth. Planet. Inter.* 2022. V. 333 (3). 106943.
- Dziewonski A.M., Anderson D.L. Preliminary reference earth model // *Phys. Earth. Planet. Inter.* 1981. V. 25 (4). P. 297–356.
- Garcia R., Lognonné Ph., Bonnin X. Detecting atmospheric perturbations produced by Venus quakes // *Geophysical Research Letters.* 2005. V. 32. L16205.
- Giardini D., Lognonné P., Banerdt W.B., et al. The Seismicity of Mars // *Nature Geoscience.* 2020. V. 13. № 3. P. 205.
- Graff J.R., Ernst R.E., Samson C. Evidence for triple-junction rifting focussed on local magmatic centres along Parga Chasma, Venus // *Icarus.* V. 306. P. 122–138.
- Herrick R.R., Hensley S. Surface changes observed on a Venusian volcano during the Magellan mission // *Science.* 2023. V. 379. Issue 6638. P. 1205–1208.
- Horleston A.C., Clinton J.F., Ceylan S., Giardini D., Charalambous C., Irving J.C.E., Lognonné P., Stähler S.C., Zenhäusern G., Dahmen N.L., et al. The far side of Mars: two distant marsquakes detected by InSight // *The seismic record.* 2022. V. 2 (2). P. 88–99.
- Huang Q., Schmerr N.C., King S. D., Kim D., Rivoldini A., Plesa A.-C., Samuel H., Maguire R.R., Karakostas F., Lekić V., Charalambous C., Collinet M., Myhill R., Antonangeli D., Drilleau M., Bystricky M., Bollinger C., Michaut C., Gudkova T., Irving J. C.E., Horleston A., Fernando B., Leng K., Nissen-Meyer T., Bejina F., Bozdağ E., Beghein C., Waszek L., Siersch N.C., Scholz J.-R., Davis P.M., Lognonné P., Pinot B., Widmer-Schmid R., Panning M.P., Smrekar S.E., Spohn T., Giardini D., Banerdt W.B. Seismic detection of a deep mantle discontinuity within Mars by InSight // *PNAS.* October 10. 2022.
- InSight Marsquake Service. Mars Seismic Catalogue, InSight Mission 2023. V. 14 2023-04-01. ETHZ, IGP, JPL, ICL, Univ. Bristol. <https://doi.org/10.12686/a21>
- Ivanov M.A., Head J.W. Global geological map of Venus // *Planetary and Space Science.* 2011. V. 59 (13). P. 1559–1600.
- Kawamura T., Clinton J.F., Zenhäusern G., Ceylan S., Horleston A.C., Dahmen N.L., Duran C., Kim D., Plasman M., Stähler S.C., Euchner F., Charalambous C., Giardini D., Davis P., Sainton G., Lognonné P., Panning M., Banerdt W.B. S1222a – The largest marsquake detected by InSight // *Geophys. Res. Lett.* 2023. V. 50 (5). E2022GL101543.
- Knapmeyer-Endrun B., Panning M.P., Bissig F., Joshi R., Khan A., Kim D., Lekić V., Tauzin B., Tharimena S., Plasman M., Compaire N., Garcia R.F., Margerin L., Schimmel M., Stutzmann E., Schmerr N., E. Bozdağ, Plesa A.-C., Wiczorek M.A., Broquet A., Antonangeli D., McLennan S.M., Samuel H., Michaut C., Pan L., S.E. Smrekar S.E., Johnson C.L., Brinkman N., Mittelholz A., Rivoldini A., Davis P.M., Lognonné P., Pinot B., Scholz J.-R., Stähler S., Knapmeyer M., van Driel M., Giardini D., Banerdt W.B. Thickness and structure of the martian crust from InSight seismic data // *Science.* 2021. V. 373. P. 438–443.
- Komjathy A., Didion A., Sutin B., Nakazono B., Karp A., Wallace M., Lantoiné G., Krishnamoorthy S., Rud M., Cutts J., Makela J., Grawe M., Lognonné P., Kenda B., Drilleau M., Helbert J. Remote sensing of seismic activity on Venus using a small spacecraft: initial modeling results // 49th Lunar and Planetary Science Conference. 2018. 2083.1731.pdf
- Konopliv A.S., Banerdt W.B., Sjogren W.L. Venus gravity: 180th degree and order model // *Icarus.* 1999. V. 139. P. 3–18. doi:10.1006/icar.1999.6086.
- Konopliv A.S., Park R.S., Folkner W.M. An improved JPL Mars gravity field and orientation from Mars orbiter and lander tracking data // *Icarus.* 2016. V. 274. P. 253–260.
- Kremic T., Ghail R., Gilmore M., Hunter G., Kiefer W., Limaye S., Pauken M., Tolbert C., Wilson C. Long-duration Venus lander for seismic and atmospheric science // *Planetary and Space Science.* 2020. V. 190. P. 104961
- Lehmann I. P'Bureau Central Séismologique International Strasbourg: Publications du Bureau Central Scientifiques. 1936. V. 14. P. 87–115.
- Liu J., Sieh K., Hauksson E. A structural interpretation of the aftershock “cloud” of the 1992 M_w 7.3 Landers earthquake // *Bulletin of the Seismological Society of America.* 2003. V. 93 (3). P. 1333–1344.

- Lognonné P., Johnson C.L. Planetary Seismology / Spohn T. (ed.). Treatise on Geophysics. Planets and Moons. Amsterdam: Elsevier. Second Edition. 2015. V. 10. P. 65–120.
- Lognonné P., Karakostas F., Rolland L., Nishikawa Y. Modeling of atmospheric-coupled Rayleigh waves on planets with atmosphere: From Earth observation to Mars and Venus perspectives // The Journal of the Acoustical Society of America. 2016. V. 140 (2). P. 1447–1468.
- Lognonné P., Banerdt W.B., Giardini D., Pike W.T., Christensen U., Laudet P., et al. SEIS: Insight's Seismic Experiment for Internal Structure of Mars // Space Science Reviews. 2019. V. 215 (1). P. 12.
- Makela J.J., Lognonné P., Hebert H., Gehrels T., Rolland L., Allgeyer S., Kheranj A., Occhipinti G., Astafyeva E., Coisson P., Loevenbruck A., Clevede E., Kelley M.C., Lamouroux J. Imaging and modeling the ionospheric airglow response over Hawaii to the tsunami generated by the Tohoku earthquake of 11 March 2011 // Geophysical Research Letters. 2011. V. 38 (24). L00G02.
- Mimoun D., Lognonné P., Banerdt W.B., Hurst K., Deraucourt S., Gagnepain-Beyneix J., Pike T., Calcutt S., Bierwirth M., Roll R., Zweifel P., Mance D., Robert O., Nébut T., Tillier S., Laudet P., Kerjean L., Perez R., Giardini D., Christensen U., Garcia R. The InSight SEIS Experiment // Lunar and Planetary Science Conference. 2012. Lunar and Planetary Inst. Technical Report. V. 43. P. 1493.
- Mohorovičić A. Godišnje izvješće zagrebačkog meteorološkog opservatorija za godinu 1909. Godina IX, dio IV. – polovina 1. Potres od 8.X 1909. 1910. English translation: Earthquake of 1909 October 8 // Geofizika. 1992. V. 9. P. 3–55.
- Oldham R. D. The constitution of the interior of the Earth, as revealed by earthquakes // Quarterly Journal of the Geological Society. 1906. V. 62 (1–4). P. 456–475.
- Panning M.P., Lognonné Ph., Banerdt W.B., Garsia R., Golombek M., Kedar S., Knapmeyer-Endrun B., Mocquet A., Teanby N.A., Tromp J., Weber R., Beucler E., Blanchette-Guertin J.-F., Drilleau M., Gudkova T. et al. Planned products of the Mars structure service for the InSight mission to Mars // Space Sci. Rev. 2017.
- Rappaport N.J., Konopliv A.S., Kucinskas A.B. An improved 360 degree and order model of Venus topography // Icarus. 1999. V. 139. P. 19–31.
- Saunders R.S., A.J. Spear A.J., Allin P.C., Austin R.S., Berman A.L., Chandler R.C., Clark J., Decharon A.V., De Jong E.M., Griffith D.G., Gunn J.M., Hensley S., Johnson W.T.K., Kirby C.E., Leung K.S., Lyons D.T., Michaels G.A., Miller J., Morris B., Morrison A.D., Piereson R.G., Scott J.F., Shaffer S.J., Slonski J.P., Stofan E.R., Thompson T.W., Wall S.D. Magellan mission summary // Journal of Geophysical Research. 1992. V. 97. E8. P. 13067–13090.
- Shalygin, E.V., Markiewicz W.J., Basilevsky A.T., Titov D.V., Ignatiev N.I., Head J.W. Active volcanism on Venus in the Ganiki Chasma rift zone // Geophys. Res. Lett. 2015. V. 42. P. 4762–4769.
- Smith D.E., Zuber M.T., Frey H.V., Garvin J.B., Head J.W., Muhleman D.O., Pettengill G.H., Phillips R.J., Solomon S.C., Zwally H.J., Banerdt W.B., Duxbury T.C., Golombek M.P., Lemoine F.G., Neumann G.A., Rowlands D.D., Aharonson O., Ford P.G., Ivanov A.B., Johnson C.L., McGavern P.J., Abshire J.B., Afzal R.S., Sun X. Mars Orbiter Laser Altimeter: Experimental summary after the first year of global mapping of Mars // J. Geophys. Res. 2001. V. 106 (E10). P. 23689–23722.
- Smrekar S.E., Stofan E.R., Mueller N., Treiman A., Elkins-Tanton L., Helbert J., Piccioni G., Drossart P. Recent hotspot volcanism on Venus from VIRTIS emissivity data // Science. 2010. V. 328 (5978). P. 605–608.
- Stähler S.C., Khan A., Banerdt W.B., Lognonné Ph., Giardini D., Ceylan S., Drilleau M., Duran A.C., Garcia R.F., Huang Q., Kim D., Lekic V., Samuel H., Schimmel M., Schmerr N., Sollberger D., Stutzmann É., Xu Z., Antonangeli D., Charalambous C., Davis P.M., Irving J.C.E., Kawamura T., Knapmeyer M., Maguire R., Marusiak A.G., Panning M.P., Perrin C., Plesa A.-C., Rivoldini A., Schmelzbach C., Zenhäusern G., Beucler É., Clinton J., Dahmen N., van Driel M., Gudkova T., Horleston A., Pike W.T., Plasman M., Smrekar S.E. Seismic detection of the martian core // Science. 2021. V. 373. P. 443–448.
- Tian Y., Herrick R.R., West M.E., Kremic T. Mitigating power and memory constraints on a Venusian seismometer // Seismological Res. Lett. 2023. V. 94 (1). P. 159–171.
- van Zelst I., Maia J., Plesa A.-C., Ghail R., Spühler M. Estimates on the possible annual seismicity of Venus // Geophys. Res. Lett. 2023.
- Weber R.C., Lin P.Y., Garnero E., Williams Q., Lognonné P. Seismic detection of the lunar core // Science. 2011. V. 331 (6015). P. 309–312.
- Wieczorek M.A., Broquet A., McLennan S.M., Rivoldini A., Golombek M., Antonangeli D., Beghein C., Giardini D., Gudkova T., Gyalay S., Johnson C. L., Joshi R., Kim D., King S.D., Knapmeyer-Endrun B., Lognonné Ph., Michaut C., Mittelholz A., Nimmo F., Ojha L., Panning M.P., Plesa A.-C., Siegler M.A., Smrekar S.E., Spohn T., Banerdt W.B. InSight constraints on the global character of the Martian crust // Journal of Geophysical Research: Planets. 2022. V. 127. e2022JE007298.
- Yang S.-S., Asano T., Hayakawa M. Abnormal gravity wave activity in the stratosphere prior to the 2016 Kumamoto earthquakes // Journal of Geophysical Research: Space Physics. 2019. V. 124 (2). P. 1410–1425.
- Zasova L.V., Gorinov D.A., Eismont N.A., Kovalenko I.D., Abbakumov A.S., Bober S.A. Venera-D: A design of an automatic space station for Venus exploration // Solar System Research. 2019. V. 53 (7). P. 506–510.
- Zharkov V.N., Gudkova T.V., Molodensky S.M. On models of Mars' interior and amplitudes of forced nutations. 1. The effects of deviation of Mars from its equilibrium state on the flattening of the core-mantle boundary // Phys. Earth Planet. Inter. 2009. V. 172. P. 324–334.

Stress state of the Mars' and Venus' interior

T. V. Gudkova^{a, *} and A. V. Batov^{a,b, **}

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

^b*Trapeznikov Institute of Control Sciences, Russian Academy of Sciences, Moscow, 117997 Russia*

^{**e-mail:} gudkova@ifz.ru

^{**e-mail:} batov@ipu.ru

Received April 19, 2023

revised July 5, 2023

accepted July 7, 2023

Abstract — It is shown that most of the epicenters of marsquakes are located in the zones of extension and fairly large shear stresses associated with the deviation of Mars from hydrostatic equilibrium. Non-hydrostatic stresses in the interior of Venus are calculated for two types of models: an elastic model and a model with a lithosphere of varying thickness (150–500 km) overlying a weakened layer that has partially lost its elastic properties. Numerical modeling of the system of elastic equilibrium equations for a gravitating planet is carried out with a step of $1^\circ \times 1^\circ$ in latitude and longitude up to a depth of 480 km — the first phase transition zone in the mantle. The topography and the gravitational field of the planet are the boundary conditions of the problem. Overall, the level of nonhydrostatic stress on Venus is not very high. On the surface and in the crust, the highest shear stresses are observed in the region of the Maxwell Monte on Ishtar Terra. Beneath the Maxwell Monte, shear stresses in the crust reach 80 MPa and compressive stresses, 125–150 MPa, depending on the model. Tensile stresses around this region are about 20 MPa. The highest tensile stresses occur in the regions beneath structures such as Lavinia Planitia, Sedna Planitia, and Aino Planitia.

Keywords: modeling of non-hydrostatic stresses, topography, gravitational field, Mars, Venus

УДК 550.837+551.14+550.343.64+551.240

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

© 2024 г. В. В. Спичак^{1, *}, А. Г. Гойдина^{1, **}

¹Центр геоэлектромагнитных исследований ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Троицк, Россия

*E-mail: v.spichak@mail.ru

**E-mail: goidinaa@mail.ru

Поступила в редакцию 25.11.2022 г.

После доработки 27.03.2023 г.

Принята к публикации 28.03.2023 г.

В настоящей работе предпринята попытка оценить вклад тепловых процессов в земной коре в сейсмогенерацию на примере сейсмоактивного участка зоны сочленения Чуйской впадины и Кыргызского хребта Северного Тянь-Шаня. С этой целью используются построенные ранее модели температуры, петрофизических свойств, а также модулей упругости. Модель содержания кремнезема, построенная по данным сейсмотомографии, используется для построения модели литотипов. Построена модель теплопроводности, которая, наряду с моделью температуры, используется для построения глубинной модели плотности теплового потока. На основании моделей плотности, модулей упругости и температуры построены модели скалывающих и термоупругих напряжений пород. Их сравнение с распределением гипоцентров землетрясений позволило сделать вывод, что в масштабе сейсмоактивной зоны сочленения Чуйской впадины и Кыргызского хребта Северного Тянь-Шаня сейсмическая активность определяется, главным образом, термомеханическим эффектом, вызванным горячим восходящим потоком кислой магмы из верхней мантии под Муюнкумо-Наратским массивом.

Ключевые слова: сейсмогенез, гипоцентр землетрясения, температура, тепловой поток, модули упругости, скалывающие напряжения, термоупругие напряжения, Северный Тянь-Шань.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0002333724010083>, EDN: EGWPYV

ВВЕДЕНИЕ

Наиболее распространенной причиной сейсмогенеза считается тектоническая активность (см., например, работы [Lomnitz, 1974; Eppelbaum, Katz, 2016]). В рамках этой концепции разгрузка тектонических напряжений в консолидированной коре происходит по имеющимся швам, какими служат зоны разломов. Самые крупные из них, в основном, сохраняют свое положение и активность длительное время, являясь главными сейсмогенерирующими структурами (см., например, работу [Sychev et al., 2018]). Максимальную сейсмическую продуктивность обнаруживают глубинные разломы, пронизывающие как геосинклинальный комплекс, так и подстилающие их глубоко метаморфизированные образования верхней части земной коры. К ним тяготеют эпицентры

произошедших землетрясений и здесь сосредотачиваются участки проявления сейсмодислокаций, а также присутствуют следы палеосейсмодислокаций (рвы, уступы, обвалы и срывы), развитые в скальных породах докембрия и палеозоя [Нурманбетов, 2014].

В ряде случаев некоторая пространственная корреляция сейсмоактивных зон с глубинными разломами, их пересечениями и сближениями действительно наблюдается. Это относится, в частности, к Хангайскому разлому в Северной Монголии [Хилько, 1985]; к области пересечения Хангайского и Цаганшибетинского разломов на юге Западной Тувы и к области сближения Чарышско-Теректинского, Северо-Катунского и Саяно-Минусинского разломов в Юго-Восточном Алтае [Филина, 1975; Цибульчик, 1975]; разлому Сан-Андреас в Южной Калифорнии [The San Andreas..., 1990].

Однако многие разломы и их пересечения в сейсмическом отношении никак себя не проявляют. Это касается некоторых сейсмоактивных зон западной Калифорнии [Jonson, Fleming, 1993; Wald et al., 1994], Западной Македонии [Chadzipetros et al., 1998], Новомадридской сейсмогенной зоны [New Madrid Seismic Zone..., 2003; Harrison, Schultz, 1994]. Более того, в ряде высокоактивных зон (например, Восточно-Тувинские нагорья, Монгольский Алтай) такие разломы вообще не установлены [Zhalkovskii et al., 1995]. Это касается и сейсмоактивной области Северного Тянь-Шаня, где не выявлена корреляция координат гипоцентров землетрясений с расположением глубинных разломов. В то же время, наблюдается их повышенная концентрация в высокоомных областях коры [Spichak et al., 2006; Nepeina, Bataleva, 2022].

Другой возможный механизм образования критических напряжений в земной коре связан с метаморфическими процессами. Происходящие при этом минеральные преобразования сопровождаются изменениями объема твердой и жидкой фаз, что может приводить к росту напряжений в определенных зонах земной коры и формированию очагов землетрясений (см., например, работы [Киссин, Рузайкин, 1997; Левин и др., 2010]). Можно предполагать, что вклад метаморфических процессов в развитие сейсмогенных напряжений достаточно велик, однако соотношение этих процессов с другими источниками напряжений остается мало изученным.

Третий механизм возникновения критических напряжений в земной коре связан с тепловым расширением пород при аномальном нагревании (термомеханический эффект) за счет подъема горячих флюидов из мантийных глубин, который сопровождается увеличением их объема и растрескиванием. Например, данные геотермических исследований в скважинах на территории Кыргызского Тянь-Шаня показывают, что районы с большими горизонтальными градиентами температур (до 2° – 5° С на 10 км) на глубинах больше 1 км характеризуются высокой сейсмичностью с максимальными сотрясениями, достигающими 9 баллов [Шварцман, 1989]. Подобная связь сейсмической активности с геотермической обстановкой установлена не только в рассматриваемом регионе. Так, на территории Венгрии и Чехии в сейсмоактивных зонах зафиксированы повышенные температурные градиенты на глубине 1 км (более 1.3° С на 10 км) [Чермак, 1982]. В Восточном Предкавказье, где наиболее сильные землетрясения происходили в районах Чечни и Ингушетии, градиенты

температур на глубинах 1, 2 и 3 км имеют самые высокие значения (до 8° С на 10 км) [Киссин, 1964].

В этой связи показателен пример сейсмогенеза на участке земной коры Исландии, расположенном на пересечении трех тектонических структур: Западной вулканической зоны, рифта полуострова Рейкьянес и Южно-Исландской сейсмической зоны. Стабильность пространственно-временной структуры сейсмичности, а также тот факт, что она проявляется, главным образом, в геотермально активных областях и практически отсутствует на границе североамериканской и евразийской плит, говорит о том, что она контролируется не столько тектонической активностью, вызванной их спредингом, сколько геотермальными процессами, приводящими к росту локальных напряжений. В работах [Spichak et al., 2013; 2018; Спичак и др., 2020; Спичак, Захарова, 2022] на основании совместного анализа построенных моделей температуры и удельного сопротивления, а также карты гравитационных аномалий, распределение гипоцентров землетрясений в этом регионе было объяснено различными термальными режимами в соседних блоках коры: остыванием одних вследствие затвердевающей при охлаждении магмы (которое сопровождается тепловым сжатием) и нагреванием других за счет движения вверх частично расплавленной магмы или горячих флюидов (которое сопровождается тепловым расширением).

Основной энергетической базой новейшей активизации рассматриваемого региона обычно считается коллизия Индостана и Евразии, приводящая к двухстороннему сжатию Тибета со стороны Гималаев и Тарима, скучиванию литосферы, удвоению мощности земной коры, увеличению мощности теплогенерирующего слоя и внутрикоровым смещениям, сопровождающимся выделением тепловой энергии [Шварцман, 1985; Садыбакасов, 1990; Абдрахматов и др., 2001; Макаров и др., 2005; Кальметьева, 2005; Ghose et al., 1998]. В этой связи в настоящей работе предпринята попытка оценить вклад в сейсмогенерацию тепловых процессов в земной коре зоны сочленения Чуйской впадины и Кыргызского хребта Северного Тянь-Шаня по данным сейсмотомографии и магнитотеллурических зондирований вдоль субмеридионального профиля, пересекающего рассматриваемый участок (рис. 1).

С этой целью используются построенные ранее модели температуры, петрофизических

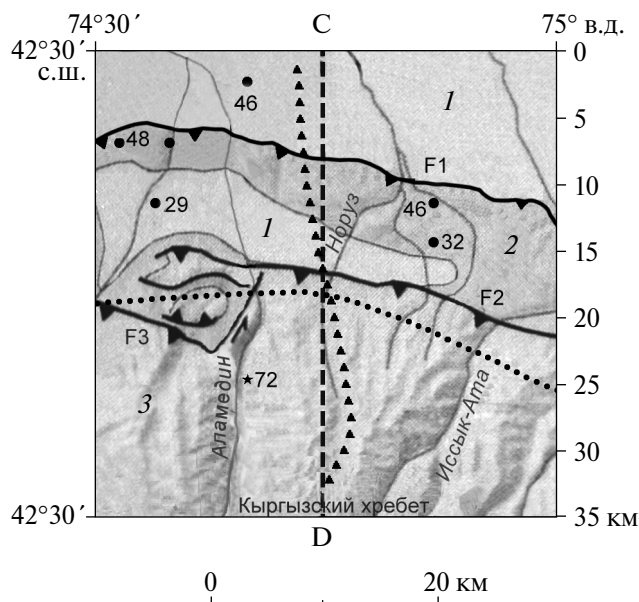


Рис. 1. Тектоническая карта южного борта Чуйской впадины Северного Тянь Шаня [Макаров и др., 2005]. F1, F2, F3 – Иссык-Атинский, Шамси-Тюндюкский и Чонкурчакский разломы, соответственно; точки и соседние числа обозначают пункты измерения и величины теплового потока (звездочкой помечен пункт “Аламедин-917”) [Дучков и др., 2001]; штриховая линия – проекция на поверхность разрезов сейсмических скоростей [Ghose et al., 1998]; треугольники обозначают пункты МТ профиля [Рыбин и др., 2008]; пунктиром обозначена линия нулевой остаточной аномалии силы тяжести в редукции Буге [Брагин, Лобанченко, 2005]; 1, 2, 3 – позднечетвертичные, позднечетвертичные и палеозойские отложения, соответственно.

свойств, а также модулей упругости [Спичак, Гойдина, 2022]. Строится модель теплопроводности, которая, наряду с моделью температуры, используется для построения глубинной модели плотности теплового потока. На основании моделей плотности, модулей упругости и температуры строятся модели скалывающих и термоупругих напряжений пород и проводится их сопоставление с распределением гипоцентров землетрясений. На рис. 2 представлена блок-схема этого процесса.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Основной каркас структур Тянь-Шаня определен характером поведения литосферных блоков Центральной Азии. В целом, он находится под действием встречных движений Центрально-Казахстанского семейства литосферных блоков Евразийской плиты с севера и Афгано-Таримского семейства блоков Индостанской плиты с юга (см., например, работы [Абдрахматов и др., 2001; Бакиров, 2005]). Это вызывает общее близмеридиональное тангенциальное сжатие коры, которое проявляется повышенной сейсмичностью.

Зона сочленения Чуйской впадины и Кыргызского хребта с юга граничит с серией

субширотных складок, расположенных в северной части Кыргызской мегаантиклинали, а с севера – с Чуйской моноклиной Восточно-Чуйской впадины, являющейся частью обширной Чу-Сарысуйской системы прогибов. Основными разрывными нарушениями на рассматриваемой площади (рис. 1) являются Шамси-Тюндюкский (F1), Иссык-Атинский (F2) и Чонкурчакский (F3) разломы, входящие в состав Северо-Тяньшаньской системы разломов [Садыбакасов, 1990; Абдрахматов и др., 2001].

Шамси-Тюндюкский разлом служит границей палеозойских образований южного и неогеновых отложений северного крыльев, имея при этом достаточно крутое падение на юг. Иссык-Атинский разлом ограничивает собственно Чуйскую впадину от ее предгорий. Почти на всем протяжении разлом закрыт рыхлыми отложениями позднеплейстоценового возраста. Перечисленные разломы представлены субширотно ориентированными зонами большой протяженности (до сотен километров) и значительной ширины (несколько километров). Активность разломных зон подчеркивается возникновением здесь очагов разрушительных землетрясений в прошлом: Меркенского – 1665 г. ($M = 6.5$), Беловодского – 1770 г. ($M = 6.9$), Беловодского-1885 г. ($M = 6.5-7.5$).

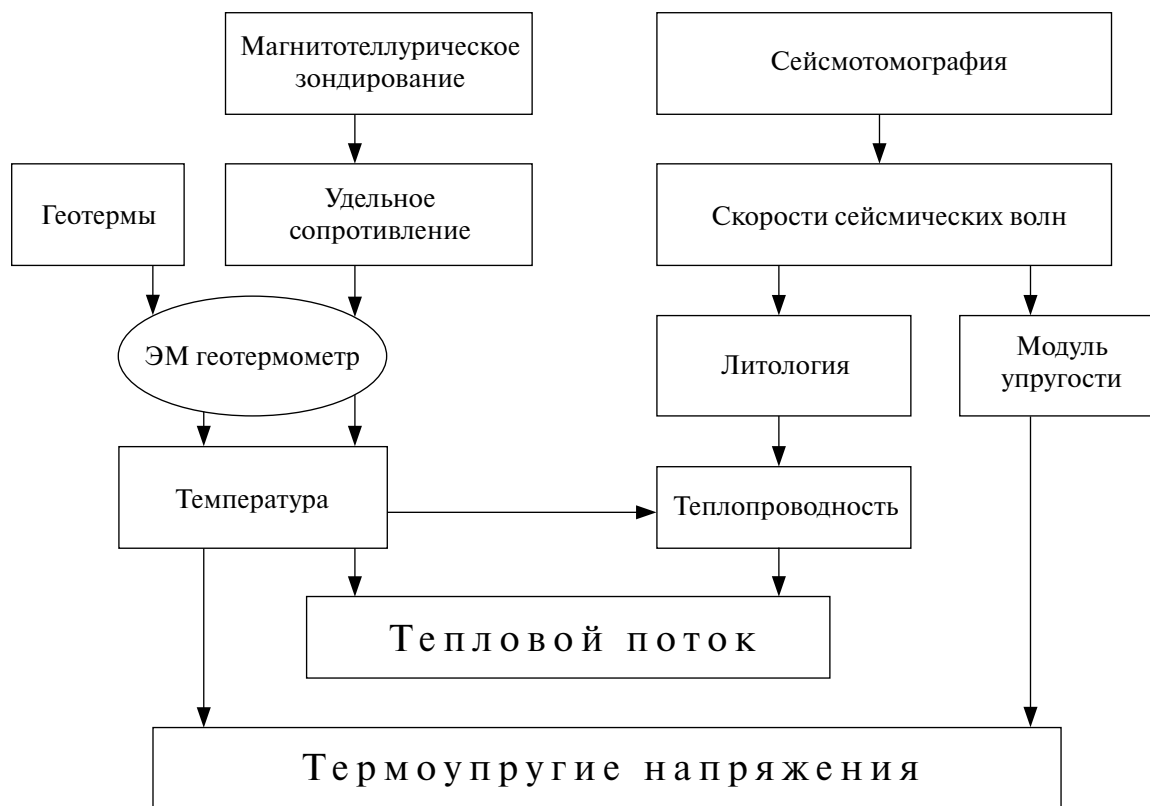


Рис. 2. Общая блок-схема анализа информации.

Важное значение в каледонской структуре Северного Тянь-Шаня имеют древние устойчивые глыбы Муюнкумо-Наратского срединного массива — относительно устойчивого элемента докембрийской континентальной коры внутри более мобильного геосинклинального пояса [Юдахин, 1983; Шварцман, 1985; Кнауф, Христов, 1986; Бакиров и др., 1996]. Продукты его магматизма обычно отличаются от геосинклинальных магматических пород повышенным содержанием кремнезема, а в докембрийском фундаменте этого массива присутствуют фрагменты глубоко метаморфизованного вулканогенно-осадочного слоя континентальной коры (включающего зрелые кварциты и другие метапесчаники) с признаками архейского субстрата [Бискэ, 2003].

СЕЙСМИЧНОСТЬ

Сейсмическая активность в рассматриваемом регионе с 1991г. контролируется региональной сетью мониторинга KNET, оборудование которой представлено широкополосными сейсмометрами STS-2 с 24-битными регистраторами данных PASSCAL [Vernon, 1994]. По данным многолетних наблюдений большинство эпицентров

землетрясений приурочено к центральной части зоны сочленения Чуйской впадины и Кыргызского хребта [Кальметьева, 2005]. Для своих исследований мы использовали регистрации гипоцентров за 1991–1996 гг. [Ghose et al., 1998], из которых были исключены данные, в которых отсутствовали оценки глубины или их точность была заведомо недостаточна для последующего анализа.

На рис. 3 показано распределение гипоцентров землетрясений в полосе $74.75^\circ \pm 0.1^\circ$ в.д. вдоль меридионального профиля CD (см. его расположение на рис. 1), которые мы использовали для анализа. В целом, можно отметить, что распределение очагов землетрясений по глубинам достаточно неравномерно, причем, наибольшее число гипоцентров приурочено к интервалу глубин 5–15 км.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Сейсмотомография

Сейсмотомографические исследования земной коры Северного Тянь-Шаня проводились с разным разрешением [Сабитова и др., 1998; 2005; Сабитова, Адамова, 2001; Roecker et al., 1993; Ghose et al., 1998; Vinnik et al., 2002; 2004;

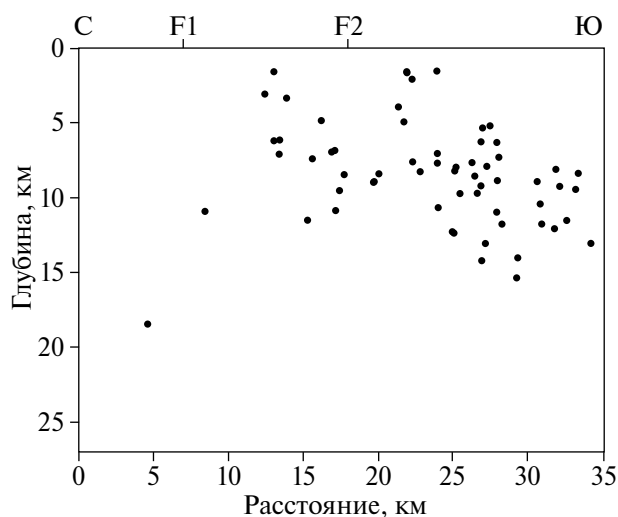


Рис. 3. Проекция гипотенуз землетрясений за период 1991–1996 гг. на разрез [Ghose et al., 1998]. F1 и F2 обозначают расположение Исык-Атинского и Шамси-Тюндюкского разломов (рис. 1), соответственно.

Sychev et al., 2018]. Согласно этим работам в обеих структурах – Чуйской впадине и Кыргызском хребте – выявлена значительная дифференциация скоростей сейсмических волн по глубине и присутствие ярко выраженных зон инверсии. При этом на среднекоровых глубинах скорости под Кыргызским хребтом, в целом, ниже, чем под впадиной, и растут с Запада на Восток.

В работе [Ghose et al., 1998] была выполнена детальная сейсмическая томография зоны сочленения Чуйской впадины и Кыргызского хребта с помощью метода локальных землетрясений. Авторы провели подробный анализ

разрешения полученных результатов с помощью двух синтетических тестов. Он показал, что в области, ограниченной широтами 42° – 43.2° с.ш. и меридианами 74° – 76° в.д., оно вполне приемлемо. В частности, в центральной части области в диапазонах глубин 3–7; 7–17 км, где располагается большинство источников землетрясений, оно составляет 0.02 км/с для обеих скоростей (V_p , V_s). На рис. 4а, 4б показаны разрезы скоростей продольных (V_p) и поперечных (V_s) сейсмических волн вдоль всего профиля CD (см. работу [Ghose et al., 1998]), пересекающего рассматриваемый участок вдоль меридиана 74.75° в.д. (см. его расположение на рис. 1).

Как видно на рис. 4а, 4б, зона сочленения Чуйской впадины и Кыргызского хребта отмечена резким латеральным градиентом скоростей сейсмических волн V_p и V_s . В пределах рассматриваемого участка профиля CD скорости продольных и поперечных сейсмических волн в разрезе изменяются в диапазонах 4.7–6.7 км/с и 2.8–3.8 км/с соответственно.

На этом фоне под Кыргызским хребтом на глубинах от 12 до 22 км выделяется линзообразная зона относительно низких скоростей продольных волн V_p протяженностью примерно 40 км (на рис. 4а, 4б видна ее северная часть). Скорость поперечных волн V_s внутри линзы также немного уменьшается. Отметим в этой связи, что на основе комплексного анализа построенных разрезов физико-механических свойств пород этого участка в работе [Спичак, Гойдина, 2022] была предложена концептуальная модель линзы, отвечающая на вопросы об источниках геофизических аномалий и вероятном механизме их образования.

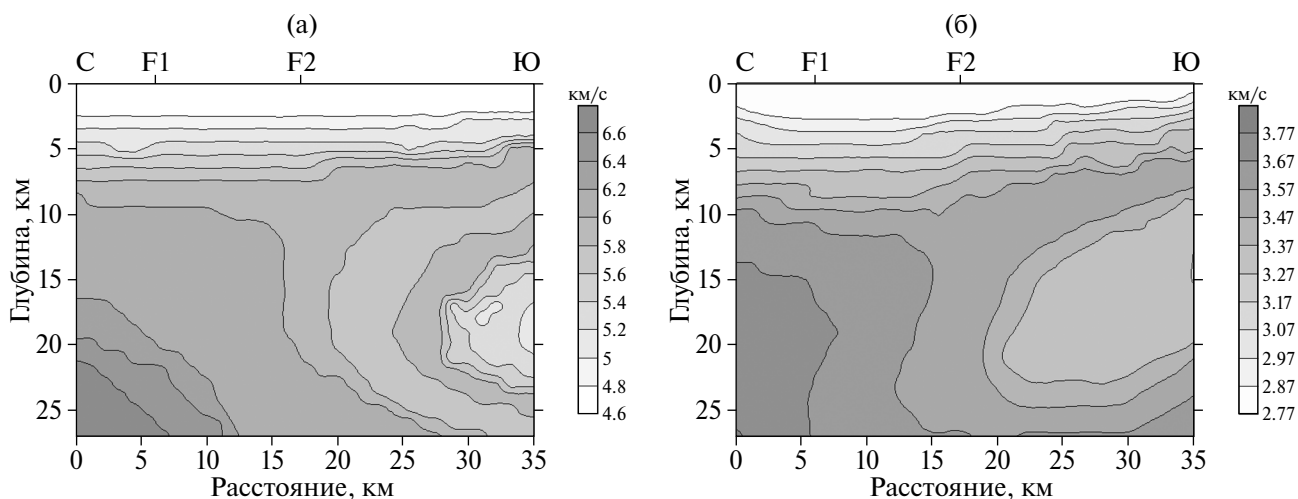


Рис. 4. Разрезы скоростей продольных (а) и поперечных (б) сейсмических волн (модифицировано по работе [Ghose et al., 1998]).

Магнитотеллурическое зондирование

Магнитотеллурические (МТ) и магнитовариационные (МВ) зондирования в Северном Тянь-Шане ведутся более 20 лет. За это время было проведено около 500 МТЗ-МВЗ по серии региональных профилей, секущих в меридиональном направлении центральную часть Тянь-Шаньского орогена и прилегающие территории. В результате интерпретации этих данных построены геоэлектрические модели, отражающие характер распределения электропроводности в регионе [Баталев и др., 1989; 2011; Трапезников и др., 1997; Брагин и др., 2001; Рыбин и др., 2001; 2008; Bielinski et al., 2003; Sokolova et al., 2006; Сафронов и др., 2006; Бердичевский и др., 2010; Баталева и др., 2015; Белявский, Спичак, 2016; Спичак, Гойдина, 2022].

В частности, в работе [Рыбин и др., 2008] было проведено магнитотеллурическое зондирование вдоль субмеридионального профиля, пересекающего рассматриваемую зону вдоль сейсмического профиля CD (см. рис. 1). С этой целью использовалась аппаратура Phoenix MTU-5 в широком диапазоне частот ($5 \cdot 10^{-4} - 300$ Гц). Передаточные функции были определены с точностью 1–2% по амплитуде и 0.5–0.8 градусов по фазе. Проведенный анализ размерности структуры по индикаторам МТ неоднородности показал, что среда квазидвумерна в широтном направлении. Это оправдало двумерную инверсию МТ данных вдоль этого профиля с применением программы из работы [Rodi, Mackie, 2001] с точностью примерно 5% [Спичак, 2019].

На рис. 5 показан построенный разрез. Его анализ показывает, что удельное сопротивление пород разреза варьирует в широких пределах: его десятичный логарифм $Lg R$ принимает значения в диапазоне от 0.2 до 4.2. По геоэлектрической структуре можно выделить глубинное простираение двух разломов – Иссык-Атинского и Шамси-Тюндюкского, которые не так четко проявляются на разрезах сейсмических скоростей (ср. с рис. 4а, 4б). Последний разлом разделяет весь разрез на две части: северную (условно говоря, “Чуйская впадина”) и южную (условно говоря, “Кыргызский хребет”), существенно отличающиеся по своему строению: северная часть является очень неоднородной как по горизонтали, так и по вертикали, в то время как южная часть существенно более однородна и до глубины 12 км представляет собой высокоомный блок (“глыбу”) с удельным сопротивлением 500–1000 Ом·м. На глубинах 12–22 км она подстилается линзообразной аномалией с удельным

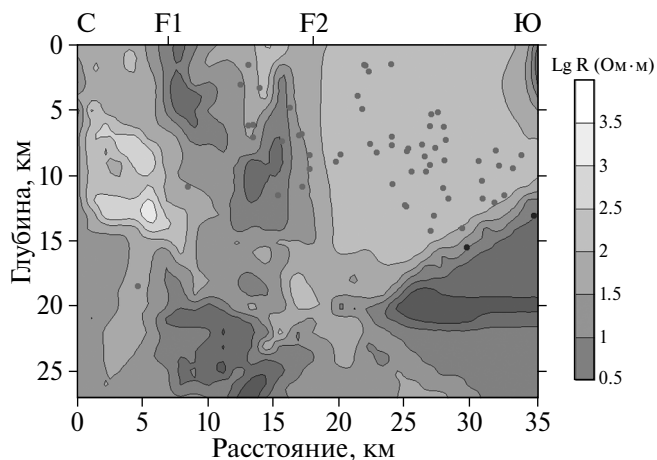


Рис. 5. Разрез удельного геоэлектрического сопротивления, построенный по МТ данным вдоль профиля CD (см. его расположение на рис. 1) [Спичак, Гойдина, 2022]. Здесь и на последующих рисунках точки обозначают гипоцентры землетрясений (см. рис. 3).

сопротивлением в диапазоне 2–50 Ом·м. При этом максимум аномальных значений находится в низах этой области. Как было показано в работе [Спичак, Гойдина, 2022], это может быть связано с дегидратацией кварцита, максимум которой приурочен к ограниченной по размерам “очаговой области” на глубине примерно 20 км, где давление достигает 6 Кбар, а температуры близки к 600 °С.

В этой связи стоит отметить, что проекции гипоцентров землетрясений на рассматриваемый разрез удельного сопротивления концентрируются в области высокоомной глыбы, сложенной гранитами ордовика [Спичак, Гойдина, 2022], а также в окрестности Шамси-Тюндюкского разлома, что подтверждает наблюдения, сделанные ранее в работах [Spichak et al., 2006; Nereina, Bataleva, 2022].

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Геотермические исследования на территории Бишкекского геодинамического полигона (БГП), который пересекает профиль CD, проводились в 22 глубоких скважинах [Шварцман, 1992]. По контрольным данным средняя квадратичная ошибка измерений температуры составила 0.08 °С, а относительное отклонение – 0.14 °С. Результаты геотермических исследований Кыргызского Тянь-Шаня представлены в многочисленных публикациях, например, [Шварцман, 1980; Дучков и др., 2001] и т.д. На основании этих измерений была

скомпилирована таблица, содержащая характеристики и результаты скважинных геотермических измерений, выполненных в Северном Тянь-Шане на территории БГП.

Геотермические градиенты в осадочном и гранитном слоях в местах выхода его на дневную поверхность определялись, в основном, для общей глубины 1 км, чаще всего с осреднением в интервале 0.5–1.5 км. В скважинах, вскрывающих гранитный слой под осадочным на значительных (до 4.5 км) глубинах, градиенты определялись как средние по интервалу вскрытия пород консолидированной коры. Анализ изменения значений геотермических градиентов с глубиной был выполнен с использованием измерений температур в глубоких скважинах, вскрывших осадочный слой и кристаллический фундамент, и данных о глубине поверхности Кюри магнетита, температура которой была принята равной 585 °C [Шварцман, 1989].

Но по геотермам трудно составить представление о характере поведения температуры в разрезе вдоль рассматриваемого профиля. Для построения модели температуры в работе [Спичак, 2019] был использован электромагнитный геотермометр, успешно примененный для построения глубинных моделей температуры ряда геотермальных областей [Спичак, Захарова, 2013; 2022; Spichak, Zakharova, 2015; 2021; Spichak, 2020]. При этом в качестве исходных данных был использован двумерный разрез удельного электрического сопротивления (рис. 5), а для калибровки геотермометра — геотермы из имеющихся скважин.

На рис. 6а приведен разрез температуры, построенный с помощью электромагнитного геотермометра (как показано в работе [Спичак, Захарова, 2013], точность прогноза температуры на глубинах 20–25 км может составлять примерно 50 °C). Его анализ показывает, что, в целом, поведение температуры в разрезе согласуется с оценками, приведенными выше.

В северной части разреза (под Чуйской впадиной) наблюдается равномерное повышение температуры с глубиной (градиент здесь составляет примерно 21–22 °C/км). В южной части разреза имеет место заметный подъем изолиний температуры по направлению к Кыргызскому хребту, аналогичный тому, который наблюдается восточнее рассматриваемой области вдоль меридиана 76° в.д. [Шварцман, 1989].

На основе построенной модели температуры В.В. Спичак [2019] высказал гипотезу о том, что источником этих температурных аномалий,

вероятно, является горячий восходящий поток кислой магмы из верхней мантии под Муюнкумо-Наратским массивом. При этом под Кыргызским хребтом он может обуславливать аномальное состояние литосферы и развитие современных геодинамических процессов [Бакиров, 2005; Дучков, Соколова, 2005].

Обращает на себя внимание, что линии солидуса ($T \approx 600\text{--}650\text{ }^{\circ}\text{C}$) водонасыщенных гранита и базальта [Бакиров, 2005], маркирующих переход пород из хрупкого в пластичное состояние, проходят в северной части разреза на глубинах больше 23 км, а в южной части разреза — на глубинах 14–20 км. Второе важное обстоятельство состоит в том, что изолиния $T \approx 400\text{ }^{\circ}\text{C}$, соответствующая переходу жидкости в надкритическое состояние, совпадает здесь с кровлей “линзы”, расположенной на этих глубинах в южной части разреза. Она характеризуется понижением скорости V_p сейсмических волн (см. рис. 3а), а также удельного сопротивления (рис. 5).

На разрез температуры (рис. 6а) наложены изолинии флюидной пористости, диапазон значений которой составляет от 0.01 до 0.93 % [Спичак, Гойдина, 2022]. Из сравнения рис. 6а с рис. 5 видно, что высокоомные блоки, расположенные на северной границе участка и южнее Иссык-Атинского разлома, имеют крайне низкую пористость, что говорит о практическом отсутствии связанных флюидных сетей, которые могли бы обеспечивать конвективный теплоперенос. Исключение составляет низкоомный участок в южной части разреза (“линза”), который имеет сравнительно высокую концентрацию флюидов, по-видимому, связанную с дегидратацией насыщенного флюидом кварцита ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$) при давлении 6 Кбар и температуре около 600 °C [Спичак, Гойдина, 2022]. На этом основании можно предположить, что в большей части разреза (за исключением “линзы”) тепловой поток является кондуктивным и осуществляется за счет передачи тепла от более нагретых частей разреза с менее нагретым.

Как это видно на рис. 6б (см. также табл. 1), все гипоцентры землетрясений расположены в зонах, где температура не превышает значения 460 °C, которое лежит в диапазоне широко распространенной в разных регионах мира верхней границы температур $450 \pm 50\text{ }^{\circ}\text{C}$, при которых еще происходят землетрясения (см., например, работы [Bonner et al., 2003; Lythgoe et al., 2021]). При этом большинство землетрясений (более 25%) происходит при температурах в диапазоне $250 \pm 50\text{ }^{\circ}\text{C}$. Иначе говоря, максимальная

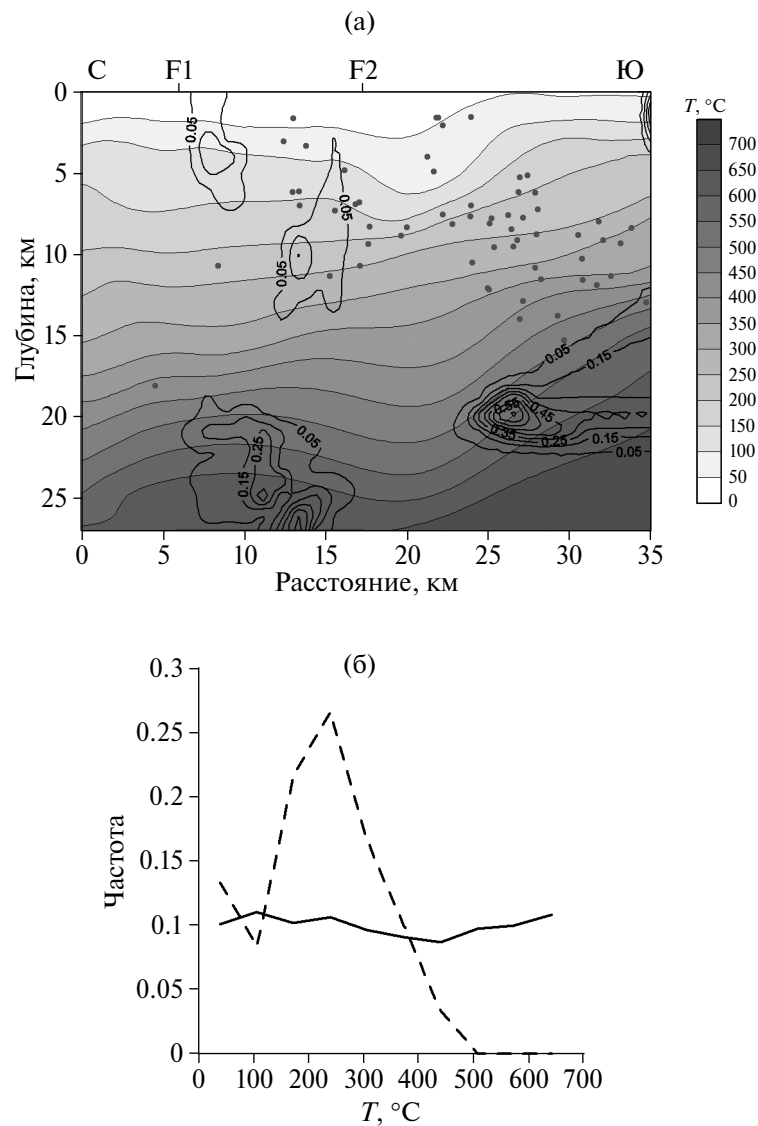


Рис. 6. (а) – разрез температуры вдоль профиля CD, построенный с помощью электромагнитного геотермометра, с наложенными на него изолиниями флюидной пористости [Спичак, Гойдина, 2022] и гипоцентрами землетрясений [Ghose et al., 1998]; (б) – графики частоты значений температуры в узлах регулярной сетки во всей области (сплошная линия) и в гипоцентрах землетрясений (штриховая линия). Точки обозначают гипоцентры землетрясений (см. рис. 3).

Таблица 1. Диапазоны значений температуры (T), теплопроводности (λ) и компонент плотности теплового потока (Q_x , Q_z) во всей области и в гипоцентрах землетрясений

Параметры	Вся область	Гипоцентры
T , °C	6.7–675.5	33.3–439.4
λ , Вт·м ⁻¹ К ⁻¹	1.8–2.4	1.7–2.4
Q_x , мВт·м ⁻²	–53.9–41.0	–40.5–40.8
Q_z , мВт·м ⁻²	8.1–108.2	22.7–107.1

энергия, которая высвобождается при землетрясениях, приходится именно на эти температуры.

Флюидная пористость в гипоцентрах составляет менее 0.05% (рис. 6а). Соответственно, если в северной части разреза землетрясения могут происходить до глубины примерно 18 км (рис. 7а), то в его южной части нижняя граница гипоцентров проходит вдоль верхней границы “линзы”, предположительно заполненной надкритическим раствором [Спичак, Гойдина, 2022].

Таким образом, нижняя граница гипоцентров землетрясений ограничена температурами $T \approx 450 - 500^\circ\text{C}$, а сами землетрясения происходят в областях с низкой флюидной пористостью (менее 0.05%).

МОДЕЛЬ ТЕПЛОПРОВОДНОСТИ

На практике оценка теплопроводности осуществляется в скважинах по данным измерений на образцах пород или ГИС (см., обзорную работу [Fuchs et al., 2015] и ссылки в ней). В то же время, для того чтобы иметь представление о ее распределении в разрезе, необходимо использовать другие подходы. С этой целью авторы работы [Спичак и др., 2023] предложили новый метод оценки теплопроводности вне скважин, основанный на ее нейросетевом прогнозе по электромагнитным данным. Он состоит в том, что искусственная нейросеть “с учителем” обучается на соответствии данных измерений теплопроводности в скважинах и значений электропроводности, определенных с помощью инверсии наземных электромагнитных данных, измеренных в их окрестности. Затем она

используется для прогноза искомых значений теплопроводности в заданных пунктах по значениям электропроводности.

К сожалению, вдоль профиля CD нет данных измерений теплопроводности в скважинах. Поэтому для оценки теплопроводности в разрезе мы сначала построили разрез литотипов пород, а затем использовали его для прогноза теплопроводности по табличным данным, опубликованным для этого региона Северного Тянь-Шаня, с учетом ее температурной зависимости.

Построение модели литотипов

Подход к оценке литотипов может быть основан на общей классификации всех магматических пород земной коры по их химическому составу и, в первую очередь, по содержанию и соотношению в породах кремнезема и щелочей. В работах [Алейников и др., 1986; Егоркин, 1991] была предложена эмпирическая формула для оценки процентного содержания кремнезема $K(\text{SiO}_2)$ по сейсмическим данным (с точностью 2.5%):

$$K(\text{SiO}_2)(\%) = 152.4 - 20.82 \cdot V_p/V_s - 2.58(V_p^2 - 4/3 \cdot V_s^2) + (\text{Lg } P) / 0.15, \quad (2)$$

где P — давление (в Кбар) на соответствующих глубинах. Подстановка модельных значений скоростей V_p и V_s , (рис. 4а, 4б), а также значений давления на соответствующих глубинах [Дортман, 1984] в формулу (2) позволила построить модель процентного содержания кремнезема в породах (рис. 7а). Как видно на рис. 7а, распределение SiO_2 в коре рассматриваемого участка довольно неоднородно. В целом, преобладают

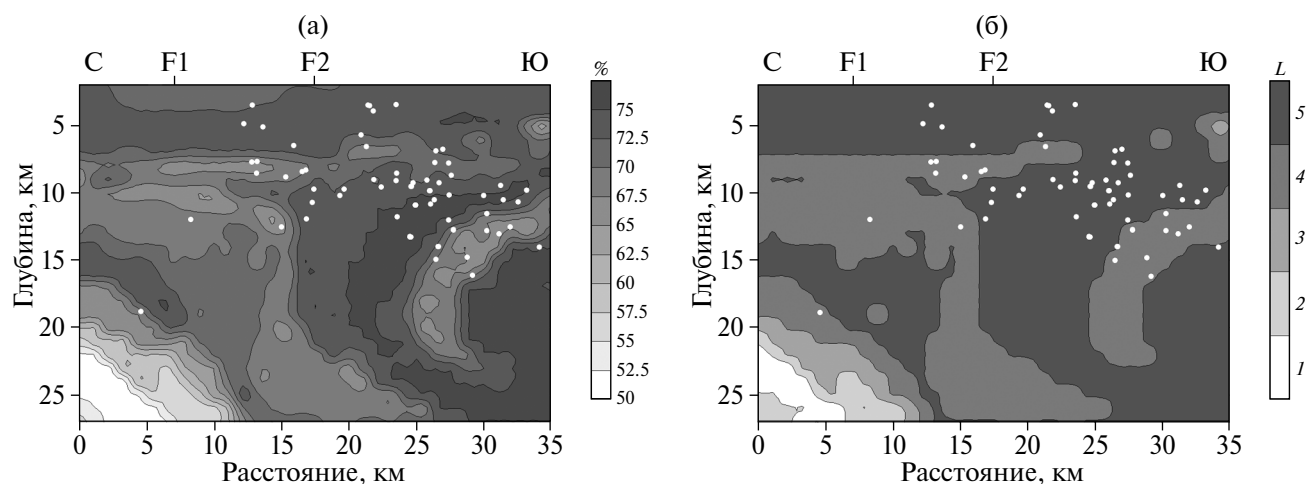


Рис. 7. (а) — модель процентного содержания кремнезема (SiO_2); (б) — модель литотипов (L): 1 — базальты (габбро), 2 — габбродиориты, 3 — диориты, 4 — гранодиориты, 5 — граниты.

значения, превышающие 65%, что соответствует представлению о “кислой” коре, связанной с заложением геосинклиналей в ее складчатых областях [Егоркин, 1991].

По содержанию кремнезема можно осуществить грубую оценку преобладающих литотипов в коре, не учитывающую содержание в них солей натрия и калия. Согласно классификации, приведенной в работе [Middlemost, 1994], различным диапазонам изменения K можно поставить в соответствие следующие основные литотипы (L): базальты ($40\% < K < 52\%$), габбродиориты ($52\% < K < 57\%$), диориты ($57\% < K < 63\%$), гранодиориты ($63\% < K < 70\%$), граниты ($K > 70\%$).

Вещественный состав верхней коры (рис. 76), в целом, соответствует веществу “гранитного” слоя, которое согласно работе [Christensen, Mooney, 1995] может быть представлено гранитоиднейсами (в верхней части) и их смесью с относительно небольшим количеством тоналитоиднейсов (в нижней). Геологические же данные свидетельствуют о том, что она обладает пестрым составом и сложена породами осадочного, магматического и метаморфического происхождения различного химического состава [Бакиров, 2005].

Оценка теплопроводности

По данным из работ [Ахметова, Егоров, 1993; Шварцман, 1993; Дучков и др., 2001], полученным на основании измерений в скважинах Северного Тянь-Шаня, средние значения теплопроводности λ_{20} , измеренной при комнатной температуре (условно 20°C) для выявленных выше литотипов составляли: габбро — $2.23 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-1} \cdot \text{К}^{-1}$, габбродиорит — $2.83 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-1} \cdot \text{К}^{-1}$, диорит — $1.8 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-1} \cdot \text{К}^{-1}$, гранодиорит — $1.95 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-1} \cdot \text{К}^{-1}$, гранит — $2.51 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-1} \cdot \text{К}^{-1}$ [Баталев, 2013]. Принималось также, что асейсмичный осадочный чехол на рассматриваемом участке имеет мощность примерно 2 км (см. распределение гипоцентров землетрясений на рис. 2) и среднюю теплопроводность $1.76 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-1} \cdot \text{К}^{-1}$ [Дучков и др., 2001].

Оценка теплопроводности в разрезе (рис. 8а) проводилась с учетом ее эмпирической зависимости от температуры по формуле, приведенной в работе [Sekiguchi, 1984]:

$$\lambda(T) = 1.8418 + (\lambda_{20} - 1.8418)[(0.002732T + 0.7463)^{-1} - 0.2485], \quad (3)$$

где λ_{20} — значения матричной теплопроводности при комнатной температуре $T = 20^\circ\text{C}$

(см. выше), а значения температуры T берутся из прогнозных результатов, полученных по технологии электромагнитного геотермометра из разреза удельного сопротивления (рис. 5).

Сравнительный анализ распределения теплопроводности во всей области и в гипоцентрах землетрясений показывает, что соответствующие диапазоны практически совпадают (см. табл. 1). В то же время, если максимальная частота ее значений в узлах сетки приходится на диапазон $1.7\text{--}1.9 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-1} \cdot \text{К}^{-1}$, соответствующий породам осадочного чехла, то максимальная частота ее значений в гипоцентрах приходится на диапазон ($2.05\text{--}2.25 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-1} \cdot \text{К}^{-1}$), соответствующий гранодиоритам и гранитам (см. рис. 76).

МОДЕЛЬ ТЕПЛОВОГО ПОТОКА

Тепловой поток является основной интегральной характеристикой температурного поля литосферы и отражает интенсивность и направленность развивающихся в литосфере геодинамических процессов. Основной объем определений теплового потока в Тянь-Шаньском регионе выполнен по скважинам разной глубины (обычно более 100 м), пробуренным при поисках месторождений полезных ископаемых (см., например, работы [Шварцман, 1985; Дучков, Соколова, 2005; Дучков и др., 2001]). Кроме малочисленности скважин имеются и методические трудности определения теплового потока в горных районах, связанные со сложным рельефом. В отсутствие скважин иногда используются такие косвенные методы, как например “гелиевый метод”, основанный на эмпирической связи между тепловым потоком и соотношением изотопов гелия (см., например, работу [Дучков и др., 2001]).

По результатам упомянутых выше измерений в скважинах была построена карта теплового потока [Дучков, Соколова, 2005], из которой следует, что большая часть рассматриваемой территории характеризуется невысокими значениями ($30\text{--}50 \text{ мВт/м}^2$), хотя внутри аномальных зон его величина может достигать $70\text{--}80 \text{ мВт/м}^2$ (см. его значения в отдельных точках рассматриваемого участка на рис. 1). При этом погрешность определений теплового потока, на основе которых построена карта, составляет в среднем $\pm 10 \text{ мВт/м}^2$, что позволяет районировать поле через 20 мВт/м^2 и выделять аномалии такой же амплитуды.

Используя построенные выше разрезы температуры и теплопроводности (рис. 6 и рис. 8а,

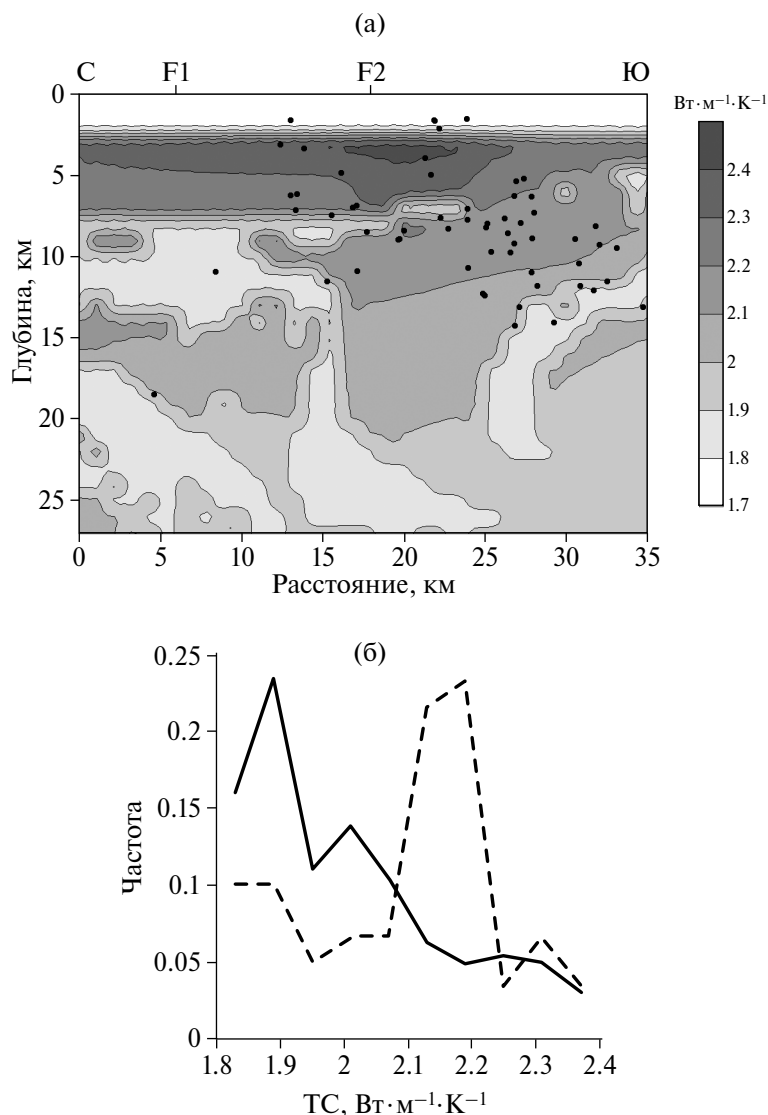


Рис. 8. (а) — разрез теплопроводности λ ; (б) — графики частоты значений теплопроводности в узлах регулярной сетки во всей области (сплошная линия) и в гипоцентрах землетрясений (штриховая линия).

соответственно), мы оценили плотность теплового потока в разрезе вдоль профиля CD по формуле Фурье (4):

$$\mathbf{q} = -\lambda \text{grad } T, \quad (4)$$

где в нашем случае: $\mathbf{q}$ — двумерный вектор $\mathbf{q} = (q_x, q_z)$; $\lambda = \lambda(x, z)$ — теплопроводность; $T = T(x, z)$ — температура.

На рис. 9а, 9в приведены построенные таким образом модели компонент q_x и q_z вектора плотности теплового потока, соответственно (положительные значения компонент соответствуют переносу тепла с юга на север (а) и снизу вверх (в)). Как отмечалось выше, из-за крайне низких значений флюидной пористости главным механизмом теплопередачи

в рассматриваемом разрезе является кондуктивный перенос тепла. Анализ поведения компонент позволяет сделать выводы о характере тепловых потоков в рассматриваемом разрезе.

На разрезе горизонтальной компоненты q_x (рис. 9а) видно, что, в целом, она носит знакопеременный характер. В южной части разреза (условной границей служит Шамси-Тюндюкский разлом (F2)), а также вдоль диагонали, проходящей от верхней части разреза в южной части до его низов в северной части, поток направлен, главным образом, с юга на север. При этом его максимальные значения ($\approx 50 \text{ мВт} \cdot \text{м}^{-2}$) достигаются в верхней части разреза (примерно на глубинах 3–8 км). В то же время, в верхней части разреза севернее этого разлома, а также на больших глубинах под ним, тепловой поток

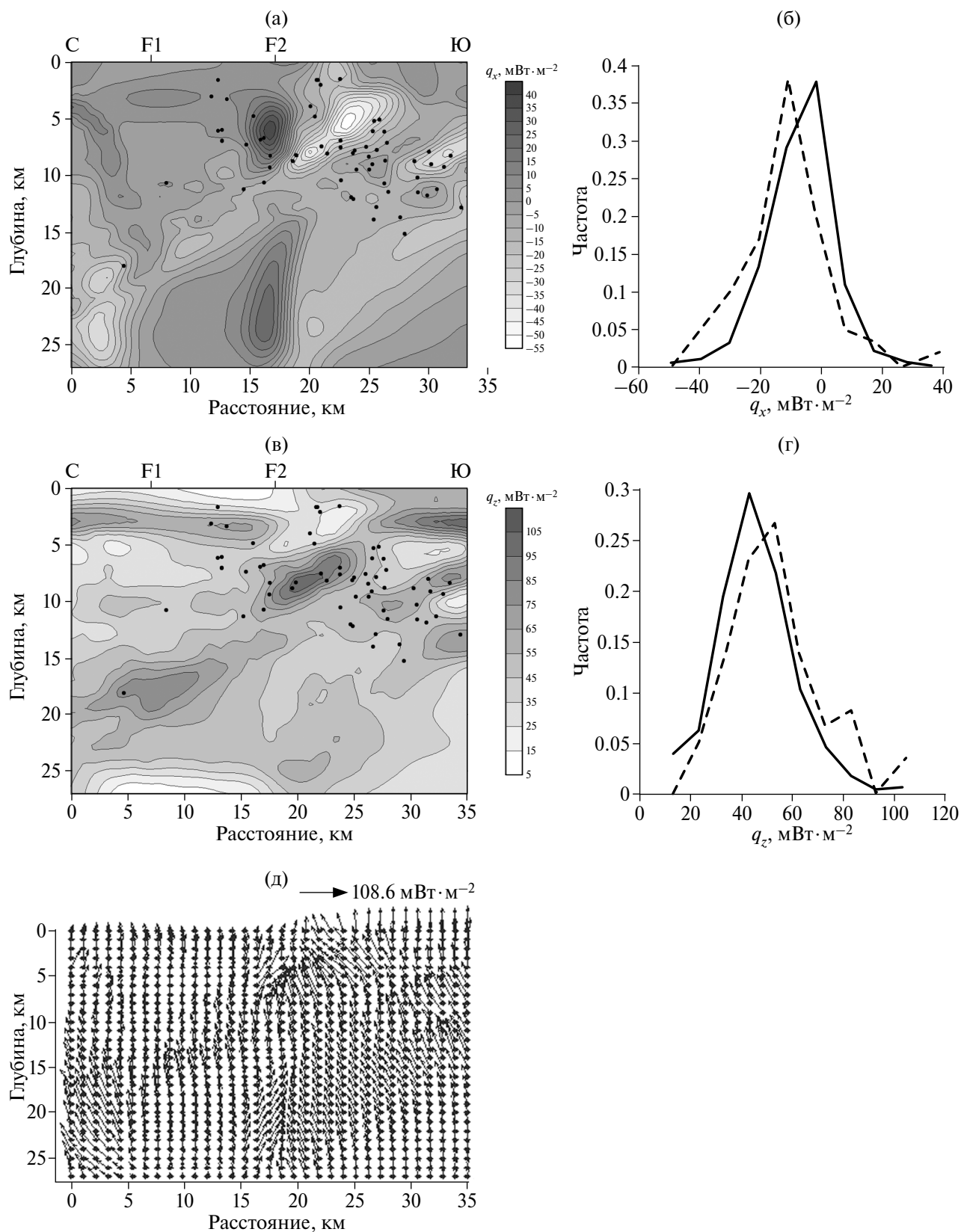


Рис. 9. (а) и (в) — разрезы компонент q_x и q_z вектора плотности теплового потока, соответственно; (б) и (г) — гистограммы частоты значений компонент q_x и q_z в узлах регулярной сетки во всей области (сплошная линия) и в гипоцентрах землетрясений (штриховая линия), соответственно; (д) — карта векторов $\mathbf{q} = (q_x, q_z)$. Положительные значения компонент соответствуют направлению теплового потока с юга на север (а) и снизу вверх (в).

направлен с севера на юг. При этом максимальная отрицательная аномалия ($\approx -40 \text{ мВт} \cdot \text{м}^{-2}$) расположена примерно на тех же глубинах, что и положительная.

На разрезе вертикальной компоненты q_z (рис. 9в) видно, что ее максимальная аномалия находится, как и в случае горизонтальной компоненты, в южной части на глубинах 5–10 км. В целом, характер ее поведения в разрезе очень неоднороден и в значительной степени контролируется теплопроводностью пород пестрого состава (см. выше).

Как и следовало ожидать, пик частоты распределения ($\approx 37\%$) горизонтальной компоненты q_x во всем разрезе приурочен к ее нулевому значению (рис. 10б), тогда как пик частоты распределения ($\approx 30\%$) вертикальной компоненты q_z приурочен к значению $40 \text{ мВт} \cdot \text{м}^{-2}$ (рис. 10г). При этом распределения обеих компонент в гипоцентрах смещены вправо (примерно на $15\text{--}20 \text{ мВт} \cdot \text{м}^{-2}$) относительно соответствующих распределений во всем разрезе. Это означает, что в гипоцентрах землетрясений наблюдаются положительные аномалии плотности теплового потока (это также видно на разрезах компонент q_x (рис. 9а) и q_z (рис. 9в)). Кроме того, смещение кривой распределения компоненты q_x в сторону положительных значений (рис. 9б) означает, что землетрясения чаще происходят в областях, где тепловой поток направлен с юга на север.

На фоне общей восходящей направленности теплового потока, которая проявляется на карте векторов $\mathbf{q} = (q_x, q_z)$ (рис. 9д), видны области его отклонения к северу, особенно заметные в южной части разреза. Важно также отметить, что на глубинах 5–10 км по обе стороны от Шамси-Тюндюкского разлома направления теплового потока противоположны, что подтверждает сделанное выше предположение об их природе.

Сопоставляя приведенные выше результаты, можно предположить, что максимальная аномалия теплового потока в южной части разреза связана с нагреванием пород “глыбы” (см. ее расположение на разрезе удельного электрического сопротивления — рис. 5), вызванным горячими восходящими потоками из мантийных глубин под Муюнкумо-Наратским массивом, а отрицательная аномалия в северной части — остыванием ранее нагретых пород на участке между Иссык-Атинским и Шамси-Тюндюкским разломами.

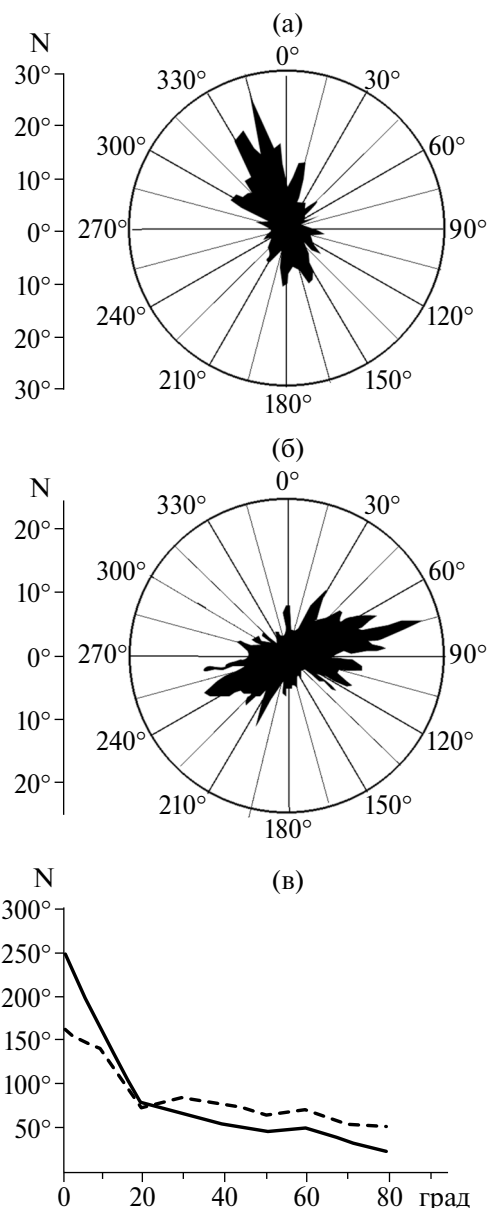


Рис. 10. Диаграммы распределения азимутов осей сжатия (а) и растяжения (б) в диапазоне глубин 5–15 км [Сычева и др., 2014, рис. 5]; (в) — распределения углов погружения осей сжатия (сплошная линия) и растяжения (штриховая линия) [Сычева и др., 2014, рис. 6].

ОЦЕНКА НАПРЯЖЕНИЙ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

Общая характеристика тектонических напряжений по данным сейсмологических наблюдений

В рамках тектонофизической концепции формирования напряжений в земной коре в работах [Зубович и др., 2001; Сычева и др., 2005; Сим и др., 2014; Ребечкий и др., 2016] по данным сейсмической сети KNET был проведен

детальный анализ поля природных напряжений в коре Северного Тянь-Шаня (в масштабе осреднения 10–15 км). В работе [Сим и др., 2014] восстановлены общие неотектонические напряжения, отличающиеся для поднятий и впадин: деформирование положительных структур в новейший этап происходит во взбросовом поле с горизонтальной меридиональной ориентацией оси сжатия и субвертикальной осью растяжения, а во впадинах — в сбросовом поле с вертикальной осью сжатия и субгоризонтальной осью растяжения, ориентированной на северо–северо-восток. На рис. 10а, 10б показаны диаграммы распределения азимутов осей сжатия и растяжения для диапазона глубин 5–15 км, в котором происходит большинство землетрясений [Сычева и др., 2005].

Отметим, что напряженное состояние земной коры Северного Тянь-Шаня не выглядит таким простым, как это следовало бы из анализа только ориентации осей главных напряжений максимального сжатия, получаемым по данным GPS-геодезии. Установлена значительная изменчивость параметров локальных стресс-состояний, зависящая от разного генезиса и масштаба [Сим и др., 2014]. В частности, в коре центральной части изучаемого региона преимущественный геодинамический тип напряженного состояния отвечает горизонтальному сжатию на фоне встречающихся доменов горизонтального сдвига со сжатием и просто горизонтального сдвига. Другая особенность напряженного состояния земной коры рассматриваемого региона состоит в том, что, хотя оси главных напряжений в большинстве случаев направлены квазигоризонтально (угол наклона составляет от 0° до 20°), во многих случаях они существенно отклоняются от горизонтальной плоскости (рис. 10в).

Наконец, с глубиной меняются физические и реологические свойства вещества коры, а также напряженно-деформированное состояние слоев, с которыми связаны вариации сдвиговых компонент тензора напряжений (возможно, вследствие стресс-метаморфизма [Сычева и др., 2005]). Смена режима сейсмотектонических деформаций соответствует изменению направления действия сил из-за структурно-реологических неоднородностей, т.е. регионального фактора. Таким образом, можно сделать вывод о том, что такой удаленный источник, как меридиональный дрейф Индостанской плиты, по всей видимости, не может быть “ответственным” за проявление деформационных неоднородностей на относительно небольшом рассматриваемом участке.

Оценка напряжений по геофизическим данным

Тензор суммарного напряжения пород σ можно в первом приближении считать равным сумме тензоров гравитационного (литостатического) (σ_L) и термоупругого (σ_T) напряжений:

$$\sigma = \sigma_L + \sigma_T. \quad (5)$$

В связи с тем, что максимальная флюидная пористость в разрезе не превышает 1% (см. рис. 6а), вкладом флюидно-порового давления в суммарное можно в первом приближении пренебречь. Вертикальная компонента гравитационного напряжения $\sigma_{zz}^L(x_i, z_j)$ равна литостатическому давлению p_{li} , которое в каждом узле сетки определяется численной аппроксимацией интеграла:

$$\sigma_{zz}^L(x_i, z_j) = p_{li} = g \int \rho(x, z) dz, \quad (6)$$

где $\rho(x, z)$ — оценка плотности (рис. 11а), выполненная ранее по данным сейсмических скоростей [Спичак, Гойдина, 2022]; $g (= 9.8 \text{ м/с}^2)$ — ускорение силы тяжести.

Соответственно, горизонтальная компонента литостатического напряжения определяется в каждом узле сетки по формуле (см., например, работы [Тёркот, Шуберт, 1985; Дашко, 1987]):

$$\sigma_{xx}^L(x_i, z_j) = k \sigma_{zz}^L(x_i, z_j), \quad (7)$$

где $k(x_i, z_j) = \mu(x_i, z_j) / (1 - \mu(x_i, z_j))$ — коэффициент бокового давления; μ — коэффициент Пуассона, определенный ранее [Спичак, Гойдина, 2022] в тех же узлах сетки (x_i, z_j) двумерного разреза (рис. 11б).

Поскольку доминирующие в земной коре сдвиговые процессы сопровождаются скалывающими напряжениями, необходимо оценить максимальные касательные напряжения σ_{zx}^L (см., например, работу [Ребецкий, 2008]):

$$\sigma_{zx}^L = 0.5(\sigma_{zz}^L - \sigma_{xx}^L). \quad (8)$$

С другой стороны, компонента тензора термоупругих напряжений определяется по формуле [Тёркот, Шуберт, 1985]:

$$\sigma^T(x_i, z_j) = -E\alpha\Delta T / (1 - \mu), \quad (9)$$

где: $E(x_i, z_j)$ — модуль Юнга, определенный ранее [Спичак, Гойдина, 2022] в каждом узле (x_i, z_j) сетки двумерного разреза (рис. 11в); $\alpha(x_i, z_j)$ — коэффициент линейного термического расширения литотипов разреза (табл. 2), определенный в каждом узле сетки (рис. 7б); $\Delta T(x_i, z_j) = T(x_i, z_j) - T_0(z)$, где T — температура,

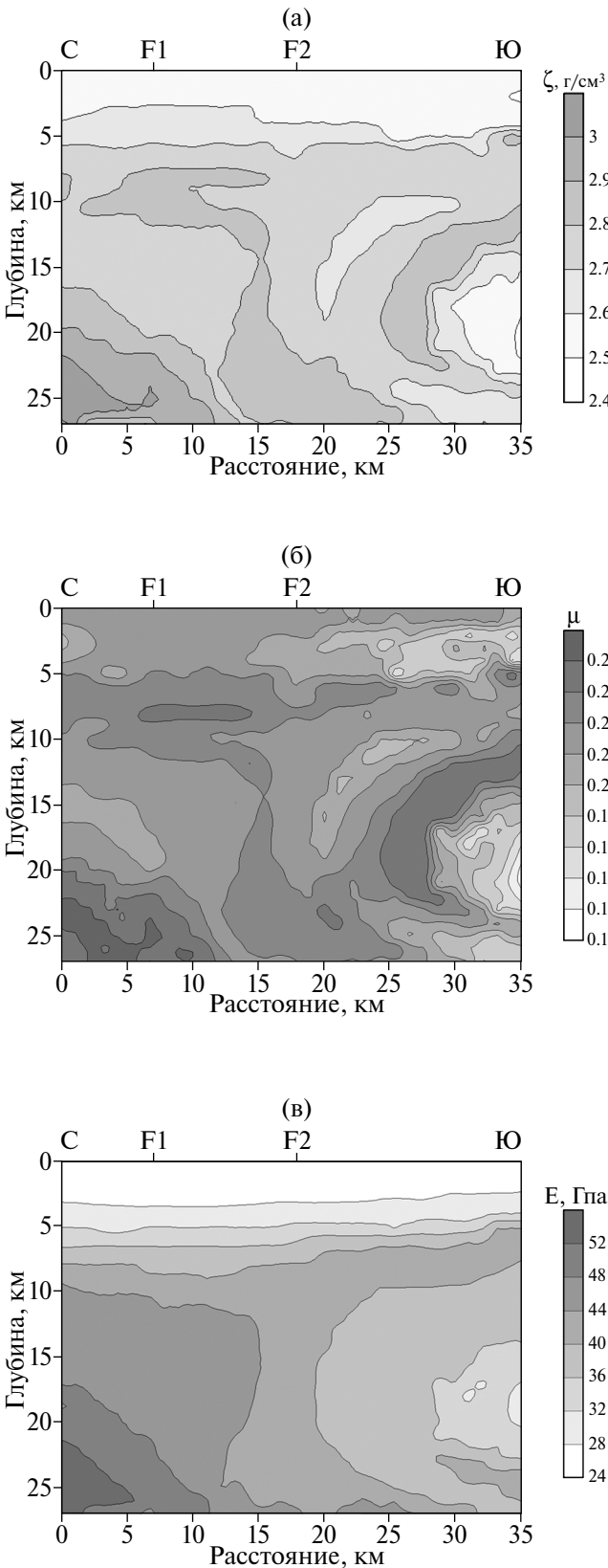


Рис. 11. Разрезы плотности пород (а), коэффициента Пуассона (б) и модуля Юнга (в) [Спичак, Гойдина, 2022].

Таблица 2. Коэффициент линейного теплового расширения (α) основных литотипов разреза (рис. 7б)

Литотип	$\alpha \times 10^{-6} \text{ 1/}^\circ\text{C}$
Габбро	5.4 ± 1
Габбро-диорит	6.2 ± 2
Диорит	7.0 ± 2
Гранодиорит	7.5 ± 3
Гранит	8.0 ± 3

определенная в узлах сетки с помощью электромагнитного геотермометра (рис. 6а), а $T_0(x_j, z_j)$ – фоновая температура, которая рассчитана в предположении градиента температуры 12°C/км , характерного для Северного Тянь-Шаня [Zhantaev et al., 2017]. Заметим, что в правой части формулы (9) знак “минус” возникает в соответствии с известным условием выбора знака деформаций [Тёркот, Шуберт, 1985], согласно которому положительными считаются напряжения сжатия, а отрицательными – напряжения растяжения, возникающие при нагревании пород от фоновых (T_0) до прогнозных (T) температур.

Тогда суммарное напряжение σ , учитывающее вклад скалывающего и термоупругого напряжений, равно:

$$\sigma = (1 - \mu)^{-1} [0.5(1 - 2\mu)p_{lt} - E\alpha\Delta T]. \quad (10)$$

На рис. 12 показаны разрезы напряжений – скалывающего σ_{zx}^L (а), термоупругого σ^T (б), суммарного σ (в) – и отношения $R = \sigma^T / \sigma_{zx}^L \cdot 100\%$ (г). Поведение скалывающих и термоупругих напряжений в разрезе отражает равномерное повышение литостатического давления с глубиной (рис. 12а) и повышение температуры в южной части разреза (рис. 12б) соответственно. В то же время, на рис. 12в видно, что максимальная концентрация гипоцентров землетрясений приурочена к области, в которой термоупругие напряжения, вызванные расширением пород при нагревании, превалирует над литостатическими (их отношение R может достигать 160% (рис. 12г)), что выражается в изменении знака суммарного напряжения (нулевые значения соответствуют балансу этих двух напряжений – см. формулу (10)). Аналогичные результаты были получены в работе [Дучков, Соколова, 2014] при анализе связи сейсмичности и термоупругих напряжений в Восточной Туве.

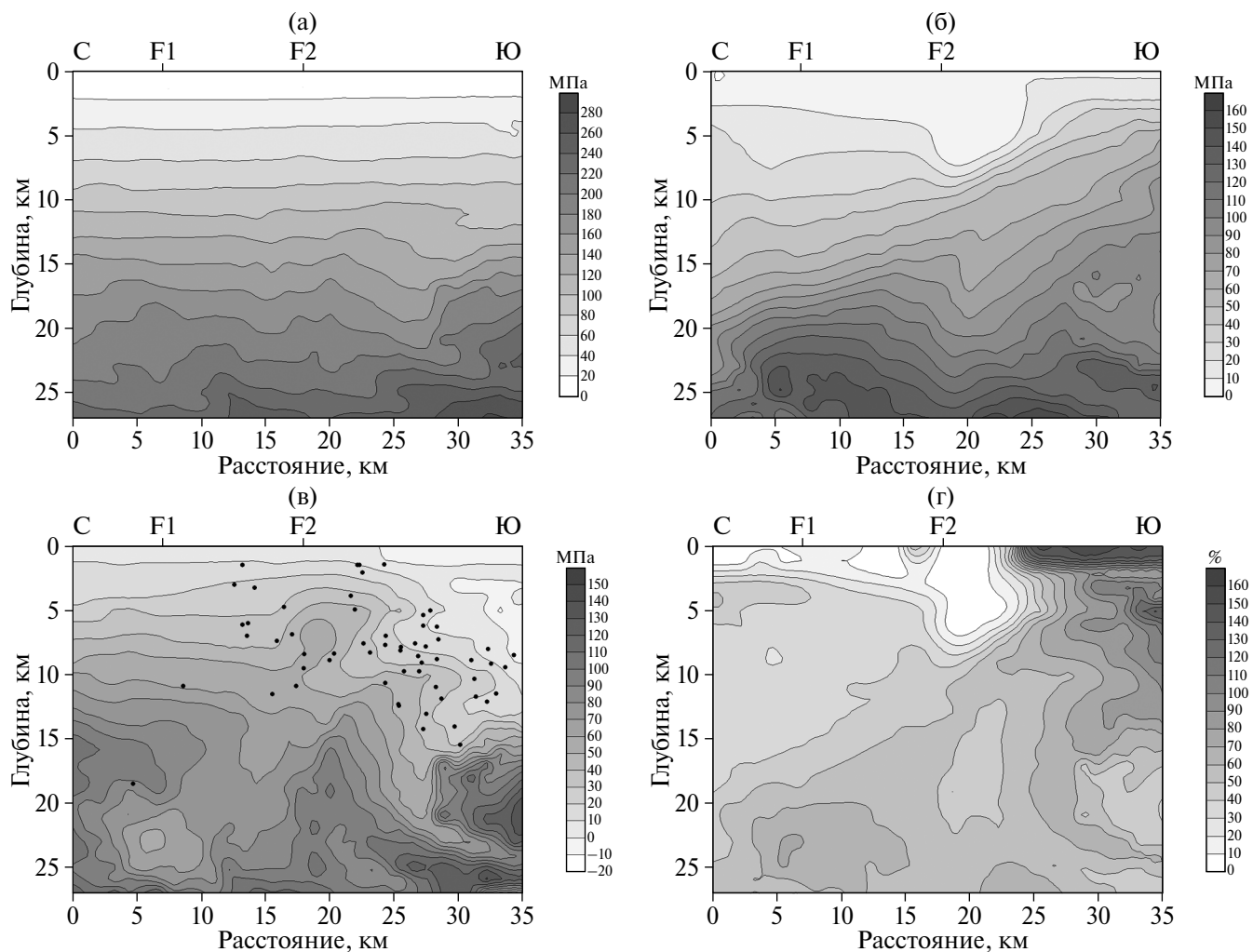


Рис. 12. Разрезы напряжений – скалывающего σ_{zx}^L (а), термоупругого σ^T (б), суммарного σ (в) – и отношения $R = \sigma^T / \sigma_{zx}^L \cdot 100\%$ (г). Точками отмечены гипоцентры землетрясений.

ОБСУЖДЕНИЕ

На основании результатов, полученных выше, а также в работе [Спичак, Гойдина, 2022], можно оценить роль различных механизмов сейсмогенеза (см. Введение) в сейсмичности, наблюдаемой в верхней коре зоны сопряжения Чуйской впадины и Кыргызского хребта Северного Тянь-Шаня.

Весь рассматриваемый разрез можно условно разделить на две части, разделяемые Шамси-Тюндюкским разломом. В северной части разреза концентрация гипоцентров землетрясений совпадает с областью, в которой литостатические напряжения скалывания преобладают над термоупругими напряжениями (рис. 12в, 12г). С другой стороны, в его южной части (южнее упомянутого выше разлома), где наблюдаемый градиент температур заметно превышает

фоновый (рис. 6), термоупругие напряжения, наоборот, заметно превышают литостатические (рис. 12в, 12г).

В то же время, роль метаморфических процессов в генерации сейсмичности явно не просматривается. Можно лишь предполагать, что в древнейшие времена, когда на глубинах средней коры происходила дегидратация кварцита (максимум которой приурочен к ограниченной по размерам очаговой области внутри линзы, где давление достигает 6 Кбар, а температуры близки к 600 °С (рис. 5 и рис. 6а) [Спичак, Гойдина, 2022]), образовавшийся высокоминерализованный флюид просачивался через “узкое горлышко” с координатами примерно ($X = 20$ км, $Z = 20$ км), на выходе из которого внутрипоровое давление резко возрастало, в результате чего могли образовываться

трещины, сопровождаемые микросейсмичностью.

В этом контексте показателен численный эксперимент, проведенный автором работы [Гарагаш, 2010]. В использованной им модели очаг дегидратации, расположенный в нижней коре, имеет характеристики, близкие к линзе в рассматриваемом разрезе (мощность 10 км, общая протяженность 40 км, от него сбоку отходит зона вертикального разлома, ширина которого составляет 2 км). Заданы прочностные характеристики различных частей модели, а также проницаемость очага дегидратации ($5 \cdot 10^{-19} \text{ м}^2$) и разлома ($5 \cdot 10^{-17} \text{ м}^2$). Верхняя кора за пределами зоны разлома принята упругой и практически непроницаемой. Выполненные расчеты показали, что в результате реакции дегидратации давление флюида в зоне разлома возрастает до величины литостатической нагрузки, после чего деформирование среды приобретает неустойчивый характер и провоцирует сейсмическую активизацию. Численным экспериментом прослежено развитие этих процессов на протяжении 12 млн лет и установлено, что вызванная реакцией дегидратации сейсмическая активность в зоне разлома может быть очень длительной (миллионы лет).

Результаты этого численного эксперимента приводят к выводу, что перераспределение аномального порового давления и напряжений, возникших в результате процесса дегидратации на выходе из линзы много миллионов лет назад, с течением времени стало затухать и в настоящее время не является источником заметной сейсмичности.

ВЫВОДЫ

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

- землетрясения происходят в зонах максимальной плотности теплового потока (ПТП) и концентрируются в непосредственной окрестности Шамси-Тюндюкского разлома, по обе стороны от которого аномалии горизонтальной компоненты ПТП имеют противоположный знак;

- максимальная концентрация гипоцентров землетрясений приурочена к области гранитной “глыбы”, в которой термоупругие напряжения,

вызванные нагреванием пород, превышают литостатические;

- максимальная энергия, которая высвобождается при землетрясениях, приходится на диапазон температур $250 \pm 50^\circ\text{C}$, при которых резко снижаются прочностные свойства вещества;

- нижняя граница глубины землетрясений контролируется изотермой $450 \pm 50^\circ\text{C}$ (предположительно солидус богатых кремнеземом пород). Такая предельная температура согласуется с оценками критических для землетрясений температур, сделанными в работе [Tse, Rice, 1986] на основании модельных расчетов, выполненных при различных предположениях о механизмах деформации пород, поведении коэффициента внутреннего трения и характере напряжений.

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

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают признательность анонимным рецензентам, сделавшим замечания, позволившие улучшить рукопись.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абдрахматов К.Е., Уэлдон Р., Томпсон С., Бурбанк Б., Рубин Ч., Миллер, Молнар П. Происхождение, направление и скорость современного сжатия Центрального Тянь-Шаня (Киргизия) // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 10. С. 1585–1609.

Алейников А.Л., Немзоров Н.И., Халевин Н.И. Многоволновая сейсмика при изучении недр рудных районов. М.: Наука. 1986. 111 с.

Ахметова Л.У., Егоров В.Г. Теплопроводность горных пород Тянь-Шаня. Геотермия сейсмичных и асейсмичных зон. М.: Наука. 1993. С. 197–204.

- Бакиров А.Б. Петрологические интерпретации состава и состояния вещества глубинных слоев литосферы и их геодинамические следствия // Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия) / Н.В. Лаверов (ред.). М.: Научный мир. 2005. С. 318–327.
- Бакиров А.Б., Лесик О.М., Лобанченко А.П., Сабитова Т.М. Признаки современного глубинного магматизма в Тянь-Шане // Геология и геофизика. 1996. № 12. С. 42–53.
- Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Егорова В.В., Матюков В.Е., Рыбин А.К. Геоэлектрическая структура литосферы Центрального и Южного Тянь-Шаня в сопоставлении с петрологическим анализом и лабораторными исследованиями нижнекоровых и верхнемантийных ксенолитов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 12. С. 2022–2031.
- Баталев В.Ю., Бердичевский М.Н., Голланд М.Л., Голубцова И.С., Кузнецов В.А. Интерпретация глубинных магнитотеллурических зондирований в Чуйской межгорной впадине // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1989. № 9. С. 41–45.
- Баталев В.Ю. Структура и состояние вещества литосферы центрального Тянь-Шаня (по данным глубинных магнитотеллурических зондирований). Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск. 2013. С. 35.
- Баталева Е.А., Баталев В.Ю., Рыбин А.К. Взаимосвязь аномалий электропроводности, скоростных характеристик и режима сейсмичности литосферы Центрального Тянь-Шаня // Литосфера. 2015. № 5. С. 81–89.
- Белявский В.В., Спичак В.В. Моделирование магнитотеллурических полей в блочной геоэлектрической модели южного борта Чуйской впадины (северный Тянь-Шань) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 10. С. 1885–1910.
- Бердичевский М.Н., Соколова Е.Ю., Варенцов Ив.М., Рыбин А.К., Баглаенко Н.В., Баталев В.Ю., Голубцова И.С., Матюков В.Е., Пушкарев П.Ю. Геоэлектрический разрез Центрального Тянь-Шаня: анализ магнитотеллурических и магнитовариационных откликов вдоль геотранверса Нарын // Физика Земли. 2010. № 8. С. 36–53.
- Бискэ Ю.С. Тянь-Шаньская складчатая система // Вестник С.-Петербургского Университета. 2003. Сер. 7, № 4. С. 3–20.
- Брагин В.Д., Баталев В.Ю., Zubovich A.B., Лобанченко А.Н., Рыбин А.К., Трапезников Ю.А., Щелочков Г.Г. О качественных связях современных движений с геоэлектрическим разрезом земной коры Центрального Тянь-Шаня и распределением сейсмичности // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 10. С. 1610–1621.
- Брагин В.Д., Лобанченко Л.Н. Геофизические характеристики и структура глубинных слоев литосферы – гравитационное поле. Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия) / Лаверов Н.П. (ред.). М.: Научный мир. 2005. С. 52–58.
- Гарагаш И.А. Моделирование эволюции напряженного состояния земной коры в окрестностях очага дегидратации. Современная сейсмология: достижения и проблемы. Тез. докл. науч. конф. М.: Нац. геофиз. ком. 1998. С. 12–13.
- Дашко Р.Э. Механика горных пород. М.: Недра. 1987.
- Дортман Н.Б. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых. М.: Наука. 1984. 455 с.
- Дучков А.Д., Соколова Л.С. Тепловой поток. Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия) / Н.В. Лаверов (ред.). М.: Научный мир. 2005. С. 66–79.
- Дучков А.Д., Соколова Л.С. Оценка термоупругих напряжений в земной коре Восточной Тувы в зоне сейсмической активизации 2011–2012 гг. // Интерэкспо Гео-Сибирь. 2014. № 2. С. 1–6.
- Дучков А.Д., Шварцман Ю.Г., Соколова Л.С. Глубинный тепловой поток Тянь-Шаня: достижения и проблемы // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 10. С. 1516–1531.
- Егоркин А.В. Строение земной коры по сейсмическим геотранверсам. Глубинное строение территории СССР. М.: Наука. 1991. С. 118–135.
- Зубович А.В., Трапезников Ю.А., Брагин В.Д. Поле деформаций, глубинное строение земной коры и пространственное распределение сейсмичности Тянь-Шаня // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 10. С. 1634–1640.
- Кальметьева З.А. Сейсмичность: пространственно-временное распределение, механизмы очагов и природа землетрясений. Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия) / Н.В. Лаверов (ред.). М.: Научный мир. 2005. С. 136–157.
- Киссин И.Г. Восточно-Предкавказский артезианский бассейн. М.: Наука. 1964. 240 с.
- Киссин И.Г., Рузайкин А.И. Соотношения между сейсмическими и электропроводящими зонами в земной коре киргизского Тянь-Шаня // Физика Земли. 1997. № 1. С. 21–29.
- Кнауф В.И., Христов Е.В. Основные черты тектоники Тянь-Шаня // Литосфера Тянь-Шаня. М.: Наука. 1986. С. 4–13.
- Левин Б.В., Родкин М.В., Сасорова Е.В. Особенности сейсмического режима литосферы – проявления воздействия глубинного водного флюида // Физика Земли. 2010. № 5. С. 88–96.
- Макаров В.И., Абдрахматов К.Е., Томпсон С. Современные движения земной коры по геологическим данным / Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия) / Н.В. Лаверов (ред.). М.: Научный мир. 2005. С. 157–176.
- Нурманбетов К. Геологические признаки “сейсмоопасности” отрезков региональных глубинных разломов Северного Тянь-Шаня // Вестник Института сейсмологии НАН КР. 2014. № 3. С. 100–105.
- Ребецкий Ю.Л. Механизм генерации тектонических напряжений в областях больших вертикальных движений // Физическая мезомеханика. 2008. Т. 11. № 1. С. 66–73.

- Ребецкий Ю.Л., Сычева Н.А., Сычев В.Н., Кузиков С.И., Маринин А.В. Напряженное состояние коры Северного Тянь-Шаня по данным сейсмической сети KNET // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 3. С. 496–520.
- Рыбин А.К., Баталев В.Ю., Ильичев П.В., Щелочков Г.Г. Магнитотеллурические и магнитовариационные исследования Киргизского Тянь-Шаня // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 10. С. 1566–1173.
- Рыбин А.К., Спичак В.В., Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Матюков В.Е. Площадные магнитотеллурические зондирования в сейсмоактивной зоне Северного Тянь-Шаня // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 5. С. 445–460.
- Сабитова Т.М., Адамова А.А. Сейсмотомографические исследования земной коры Тянь-Шаня // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 10. С. 1543–1553.
- Сабитова Т.М., Адамова А.А., Меджитова З.А., Багманова Н.Х. Трехмерная скоростная модель земной коры Тянь-Шаня по данным сейсмотомографических исследований. Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия) / Лавров Н.В. (ред.). М.: Научный мир. 2005. С. 118–134.
- Сабитова Т.М., Лесик О.М., Маматканова Р.О., Адамова А.А., Мунирова Л.М. Сейсмотомографические исследования земной коры Северного Тянь-Шаня в связи с сейсмичностью // Физика Земли. 1998. № 2. С. 3–19.
- Садыбакасов И. Неотектоника Высокой Азии. М.: Наука. 1990. 180 с.
- Сафронов И.В., Рыбин А.К., Спичак В.В., Баталев В.Ю., Баталева Е.А. Новые геофизические данные о глубинном строении зоны сочленения Киргизского хребта и Чуйской впадины // Вестник КРСУ. 2006. № 3. С. 95–103.
- Сим Л.А., Сычева Н.А., Сычев В.Н., Маринин А.В. Особенности палео- и современных напряжений Северного Тянь-Шаня // Физика Земли. 2014. № 3. С. 77–91.
- Спичак В.В. Электромагнитная томография земных недр. М.: Научный мир. 2019. 374 с.
- Спичак В.В., Гойдина А.Г. Геолого-геофизическая модель линзы в зоне сочленения Чуйской впадины и Кыргызского хребта (Северный Тянь-Шань) по результатам сейсмотомографии и магнитотеллурических зондирований // Геология и геофизика. 2022. № 11. С. 1500–1519.
- Спичак В.В., Гойдина А.Г., Захарова О.К. Построение разрезов теплофизических свойств пород по данным электромагнитных зондирований и лабораторных измерений // Геология и геофизика. 2023. DOI 10.15372/GiG2022126
- Спичак В.В., Захарова О.К. Электромагнитный геотермометр. М.: Научный мир. 2013. 170 с.
- Спичак В.В., Захарова О.К. Применение электромагнитного геотермометра для решения задач геотермии и разведки геотермальных ресурсов // Геология и геофизика. 2022. № 63(9). С. 1300–1316. DOI 10.15372/GiG2021134
- Спичак В.В., Захарова О.К., Гойдина А.Г. Температура как индикатор сейсмичности: пример геотермальной области Хенгидль (Исландия). Тр. Международной юбилейной конференции “Воздействие внешних полей на сейсмический режим и мониторинг их проявлений”. Научная станция РАН. 2020 г. Бишкек. С. 140–144.
- Сычева Н.А., Юнга С.Л., Богомолов Л.М., Мухамадиева В.А. Сейсмотектонические деформации земной коры Северного Тянь-Шаня (по данным определений механизмов очагов землетрясений на базе цифровой сейсмической сети KNET) // Физика Земли. 2005. № 11. С. 62–78.
- Тёркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика. Геологические приложения физики сплошных сред. Часть 1. М.: Мир. 1985.
- Трапезников Ю.А., Андреева Е.В., Баталев В.Ю., Бердичевский М.Н., Ваньян Л.Л., Волыхин А.М., Голубцова Н.С., Рыбин А.К. Магнитотеллурические зондирования в горах Киргизского Тянь-Шаня // Физика Земли. 1997. № 1. С. 224–241.
- Филина А. Г. Каталог землетрясений Алтае-Саянской области. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР. 1975.
- Хилько С. Д. Землетрясения и основы сейсмического районирования Монголии. М.: Наука. 1985.
- Цибульчик И.Д. Некоторые результаты исследования напряженного состояния в очагах землетрясений Алтая и Саян. В кн.: Сейсмичность Алтае-Саянской области. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР. 1975.
- Чермак В. Карта теплового потока Европы. Тепловое поле Европы. М.: Мир. 1982. С. 11–54.
- Шварцман Ю.Г. Глубинный тепловой поток центральной части Северного Тянь-Шаня. Сейсмотектоника и сейсмичность Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим. 1980. С. 76–93.
- Шварцман Ю.Г. Тепловое поле и динамика литосферы Тянь-Шаня. Строение земной коры и верхней мантии Киргизского Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим. 1985. С. 9–30.
- Шварцман Ю.Г. Геотермический режим сейсмоактивного слоя Тянь-Шаня. Сейсмичность Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим. 1989. С. 217–230.
- Шварцман Ю.Г. Тепловое поле, сейсмичность и геодинамика Тянь-Шаня. Геотермия сейсмичных и асейсмичных зон. М.: Наука. 1993. С. 213–232.
- Юдахин Ф.Н. Геофизические поля, глубинное строение и сейсмичность Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим. 1983. С. 248.
- Bielinski R.A., Park S.K., Rybin A., Batalev V., Jun S., Sears C. Lithospheric heterogeneity in the Kyrgyz Tien Shan imaged by magnetotelluric studies // Geophys. Res. Lett. 2003. V. 30 (15). P. 1806, doi:10.1029/2003GL017455
- Bonner J.L., Blackwell D.D., Herrin E. T. Thermal constraints on earthquake depths in California // Bull. Seismol. Soc. Am. 2003. V. 93. P. 2333–2354.
- Chatzipetros A., Pavlides S. and Mountrakis D. Understanding the 13 May 1995 Western Macedonia Earthquake: A Paleoseismological Approach // J. Geodynamics. 1998. V. 26(2-4). P. 327–339.
- Christensen N. and Mooney W. Seismic Velocity Structure and Composition of Continental crust: A Global View // J. Geophys. Res. 1995. V. 100 (B7). P. 9761–9788.

- Eppelbaum L.V., Katz Y.I.* Tectono-Geophysical Zonation of the Near and Middle East and Eastern Africa // Intern. J. of Geology. 2016. V. 10. P. 1–10.
- Fuchs S., Balling N., Forster A.* Calculation of thermal conductivity, thermal diffusivity and specific heat capacity of sedimentary rocks using petrophysical well logs // J. Geophys. Res. 2015. V. 203. P. 1977–2000.
- Ghose S., Hamburger M.W., Virieux J.* Three-dimensional velocity structure and earthquake locations beneath the northern Tien Shan of Kyrgyzstan, central Asia // J. Geophys. Res. 1998 V. 103 (B2). P. 2725–2748.
- Harrison R.W., Schultz A.* A strike-slip faulting at the thebes gap, Missouri and Illinois: Implication for New Madrid Tectonism // Tectonics. 1994. V. 13(2). P. 246–257.
- Jonson A.M., Fleming R.W.* Formation of left-lateral fractures within the Summit ridge shear zone, 1989 Loma Prieta, California, Earthquake // J. Geophys. Res. 1993 V. 98 (B12). P. 21, 823–21, 837.
- Lythgoe K., Muzli M., Bradley K., Wang T., Nugraha A.D., Zulfakriza Z., Widiyantoro S., Wei S.* Thermal squeezing of the seismogenic zone controlled rupture of the volcano-rooted Flores Thrust // Sci. Adv. 2021 V. 7. eabe 2348.
- Lomnitz C.A.* Global tectonics and earthquake risk. Amsterdam: Elsevier. 1974.
- Middlemost E.A.K.* Naming materials in the magma/igneous system // Earth-Science Reviews. 1994. V. 37. P. 215–224.
- Nepeina K., Bataleva E.* Evaluation of Hypocenters Distribution Based on the Geoelectric Models in the Tien Shan Earthquake-Prone Areas / A. Kosterov et al. (eds.), Problems of Geocosmos – 2020. Springer Proc. in Earth and Environmental Sciences. 2022. https://doi.org/10.1007/978-3-030-91467-7_22
- New Madrid seismic zone: overview of earthquake hazard and magnitude assessment based on fragility of historic structures. 2003. NAHB Research Center Upper Marlboro. MD. USA.
- Rodi W., Mackie R.L.* Nonlinear conjugate gradient algorithm for 2D magnetotelluric inversion // Geophysics. 2001. V. 66 (1). P. 174–187.
- Roecker S.W., Sabitova T.M., Vinnik L.P., Burmakov Y.A., Golovanov M.I., Matamkhanova R., Munirova L.* Three-dimensional elastic wave velocity structure of the western and central Tien Shan // J. Geophys. Res. 1993 V. 98 (B9). P. 15 779–15 795.
- Sekiguchi K.A.* Method for determining terrestrial heat flow in oil basinal areas // Tectonophysics. 1984. V. 103. P. 67–79.
- Sokolova E., Batalev V., Baglaenko N., Berdichevsky M., Golubtsova N., Pushkarev P., Rybin A., Safronov I., Varentsov I.* The Kyrgyz Tian Shan geoelectric model constrained by extended MT+LMT ensemble at the “Naryn” transect. Proc. 18-th International Workshop on Electromagnetic Induction in the Earth. El Vendrel. Spain. 2006.
- Spichak V.V.* Computational Geo-Electromagnetics: Methods, Models, and Forecasts. Elsevier. Cambridge. USA. 2020. 448 p.
- Spichak V.V., Rybin A., Batalev V., Sizov Yu., Zakharova O., Goidina A.* Application of ANN technologies to combined analysis of magnetotelluric and other geophysical data in the northern Tien Shan crustal area. Extended Abstr. 18th MT Workshop El Vendrell. Spain. 2006.
- Spichak V.V., Zakharova O.K.* Electromagnetic Geothermometry. Amsterdam: Elsevier. 2015. 183 p.
- Spichak V.V., Zakharova O.K.* Models of geothermal areas: new insights from electromagnetic geothermometry. Heat-Mass Transfer and Geodynamics of the Lithosphere / Svalova V. (Ed.). Berlin: Springer. 2021. P. 65–82.
- Spichak V.V., Zakharova O.K., Goidina A.G.* A new conceptual model of the Icelandic crust in the Hengill geothermal area based on the indirect electromagnetic geothermometry // J. Volcanology and Geotherm. Res. 2013. V. 257. P. 99–112.
- Spichak V.V., Zakharova O., Goidina A.* Constraining seismic sources using electromagnetic geothermometry: Hengill volcano (Iceland) case study. Extended Abstr. EMSEV Workshop. Potenza. Italy. 17–21 September. 2018.
- Sychev I.V., Koulakov I., Sycheva N.A., Koptev A., Medved I., El Khrepy S., Al-Arifi N.* Collisional processes in the crust of the northern Tien Shan inferred from velocity and attenuation tomography studies // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2018. V. 123(2). P. 1752–1769. <https://doi.org/10.1002/2017JB014826>
- The San Andreas Fault System. California. 1990. USGS Professional Paper 1515. Washington.
- Tse S.T., Rice J.R.* Crustal earthquake instability in relation to the depth variation of frictional slip properties // J. Geophys. Res. 1986. V. 91 (B9). P. 9452–9472.
- Vernon F.* The Kyrgyz Seismic Network. IRIS Newslett. XIII. 1994. P. 7–8.
- Vinnik L., Reigber C., Aleshin I., Kosarev G., Kaban M., Oreshin S., Roecker S.* Receiver function tomography of the central Tien Shan // Earth and Planetary Science Letters. 2004. V. 225(1-2). P. 131–146. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.05.039>
- Vinnik L.P., Roecker S., Kosarev G.L., Oreshin S.I., Koulakov, I.Y.* Crustal structure and dynamics of the Tien Shan // Geophys. Res. Lett. 2002. V. 29(22). 2047. <https://doi.org/10.1029/2002GL015531>
- Wald D., Heaton T., Wald L.* Rupture analysis of the Northridge earthquake from modeling strong motion recordings // Earthquakes and Volcanoes. 1994. V. 25(1). P. 42–47.
- Zhalkovskii N.D., Kuchai O.A., Muchnaya V.I.* Seismicity and some characteristics of the stressed state of the Earth’s crust in the Altai-Sayan region // Russian Geology and Geophysics. 1995. V. 36 (10). P. 20–30.
- Zhantaev Zh.Sh., Vilyayev A.V., Serikbaeva E.B.* The application of geothermal modeling in the assessment of the features of the seismic regime of Northern Tian Shan // News of National Academy of Sciences of Republic of Kazakhstan. Phys.-Math series. 2017. V. 5 (315). P. 26–34.

Estimating the Contribution of Thermal Processes to Generation of Seismicity in the Junction Zone of the Chuya Depression and the Kyrgyz Ridge of the Northern Tien Shan

V. V. Spichak^{a, *} and A. G. Goidina^{a, **}

^a*Geoelectromagnetic Research Center, Schmidt Institute of Physics of the Earth,
Russian Academy of Sciences, Troitsk, Moscow, 108840 Russia*

^{*}*e-mail: v.spichak@mail.ru*

^{**}*e-mail: goidinaa@mail.ru*

Received November 25, 2022

revised March 27, 2023

accepted March 28, 2023

Abstract — This paper presents the attempt to estimate the contribution of thermal processes in the Earth's crust to the generation of seismicity by the example of the seismically active region of the Chuya depression and the Kyrgyz ridge of the Northern Tien Shan. For this purpose, we use the models of temperature, petrophysical characteristics, and elastic moduli constructed in the previous works. The silica content model based on seismic tomography data is used to build a lithotype model. The constructed thermal conductivity model is utilized, along with the temperature model, to create a depth model of heat flow density. Based on the density, elastic moduli, and temperature models, the shear and thermoelastic stress models in the rocks are constructed. Their comparison with the distribution of earthquake hypocenters suggests that on the scale of the seismically active zone of the Chuya depression and the Kyrgyz ridge of the Northern Tien Shan, seismicity is mainly determined by the thermomechanical effect resulting from the hot ascending flow of acid magma from the upper mantle beneath the Muyunkum–Narat median mass.

Keywords: generation of seismicity, earthquake hypocenter, temperature, heat flux, elastic moduli, shear stresses, thermoelastic stresses, Northern Tien Shan

УДК 550.34.097

ДОБРОТНОСТЬ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ СРЕДЫ ВОСТОЧНОЙ ЗОНЫ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

© 2024 г. А. С. Зверева¹*, А. Л. Собисевич², И. П. Габсатарова³

¹Федеральный исследовательский центр “Единая геофизическая служба РАН”, г. Пермь, Россия

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

³Федеральный исследовательский центр “Единая геофизическая служба РАН”, г. Обнинск, Россия

*E-mail: zvereva.as59@gmail.com

Поступила в редакцию 20.04.2023 г.

После доработки 21.06.2023 г.

Принята к публикации 22.06.2023 г.

Для восточной зоны Северного Кавказа, включающей в себя Терско-Каспийский прогиб, Дагестанский клин и прилегающие структуры, с максимальным охватом данных федеральной сети сейсмологических наблюдений ЕГС РАН, методом огибающей кода-волн определены региональные частотно-зависимые соотношения для оценки значений сейсмической добротности земной коры и верхней мантии. В общей сложности, с помощью модуля “Coda Q” программного комплекса SEISAN [Havskov et al., 2020] проанализированы волновые формы 394 коровых землетрясений с глубинами очага от 1 до 42 км и магнитудами от 2.2 до 5.5. Приведено подробное описание методики оценки сейсмической добротности с использованием модели однократного рассеяния, а также рекомендации практического использования полученных оценок, характеризующих волновые свойства разномасштабных объемов разломно-блоковой геологической среды, для внесения поправок за затухание при расчете спектральных параметров очагов землетрясений восточной зоны Северного Кавказа. Результаты исследования призваны содействовать повышению информативности каталогов землетрясений, в частности — их наполнению данными об энергетических характеристиках сейсмических событий (универсальными значениями моментных магнитуд M_w) в наиболее сейсмоактивных регионах нашей страны.

Ключевые слова: добротность геофизической среды, кода-волны, спектральные параметры очагов сильных землетрясений, скалярный сейсмический момент, моментная магнитуда.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0002333724010091>, **EDN:** EGQDQF

ВВЕДЕНИЕ

Устойчивое экономическое развитие южных регионов Российской Федерации неразрывно связано с решением вопросов обеспечения безопасности жизнедеятельности в случае реализации вероятных сценариев возникновения и развития природно-техногенных катастроф, обусловленных опасными эндогенными процессами. Понимание причин их возникновения, глубинных механизмов, территориального распространения и повторяемости во многом зависит от уровня организации междисциплинарных систем геофизических инструментальных наблюдений, развернутых на исследуемой территории с целью контроля состояния геологической среды и ее возможных изменений. В качестве объекта исследования рассмотрим

восточное крыло Северного Кавказа — один из наиболее уязвимых в отношении сейсмической опасности регионов нашей страны (рис. 1).

На данном участке Альпийско-Гималайского подвижного пояса геодинамическая обстановка в значительной степени контролируется условиями коллизии Евразийской и Аравийской литосферных плит, ответственными за всю совокупность разномасштабных сеймотектонических процессов в неоднородной геологической среде [Philip et al., 1989; Ershov et al., 2003; Koulikov et al., 2012; Собисевич и др., 2015; Milyukov et al., 2015; Kaban et al., 2018; Лукк, Шевченко, 2019; Ismail-Zadeh et al., 2020; Трифонов и др., 2020; Rogozhin et al., 2020; Магомедов, Мамаев, 2022]. Основные сейсмогенерирующие структуры региона представлены крупнейшими шовными

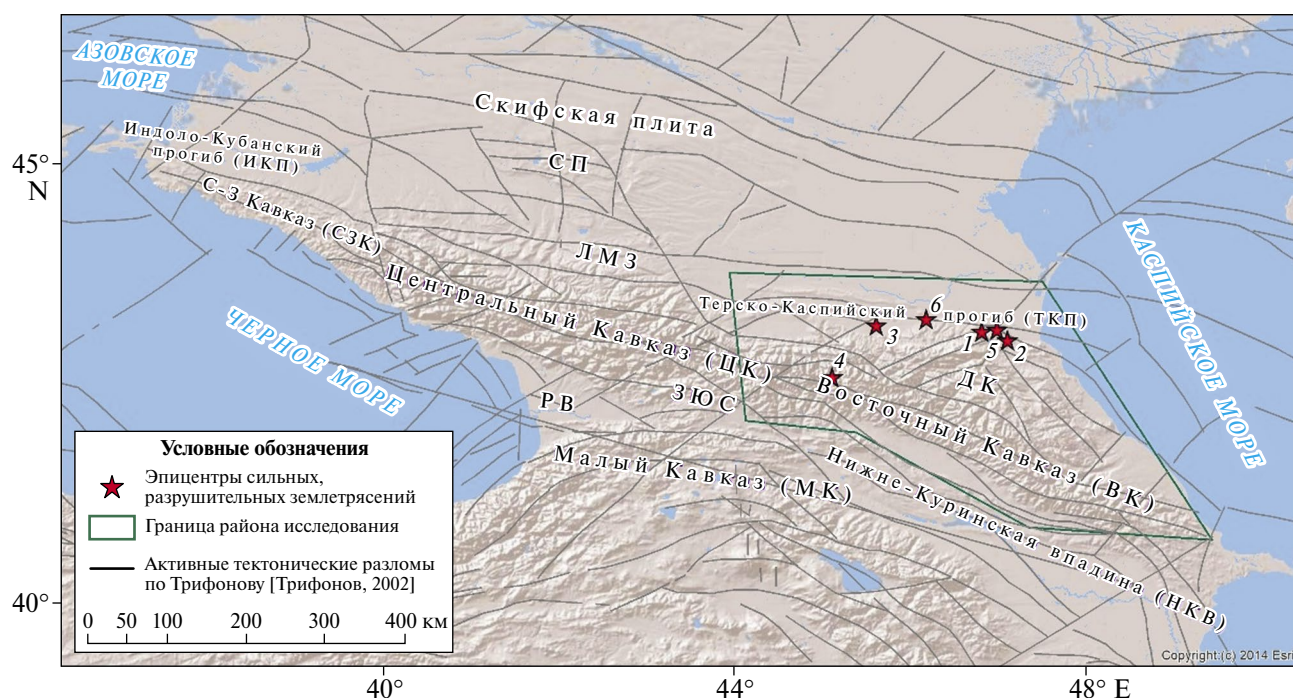


Рис. 1. Основные тектонические структуры Кавказа и сопредельных территорий [Рогожин и др., 2014]: СП – Ставропольское поднятие; ЛМЗ – Лабино-Малкинская зона; ДК – Дагестанский клин; ТКП – Терско-Каспийский прогиб; РВ – Рионская впадина; СЗК – Северо-Западный Кавказ; ЗЮС – зона южного склона. Звездочки – эпицентры сильных землетрясений: 1 – Дагестанское-I (1830 г., $M = 6.3$, с интенсивностью в эпицентре $I_0 = 8-9$ баллов); 2 – Дагестанское (1970 г., $M = 6.6$, $I_0 = 9$ баллов); 3 – Черногорское (1976 г., $M = 6.2$, $I_0 = 8-9$ баллов); 4 – Барисахское (1992 г., $M = 6.3$, $I_0 = 7-8$ баллов); 5 – Кизилюртское (1999 г., $M_w = 5.7$, $I_0 = 7$ баллов); 6 – Курчалойское (2008 г. $M_w = 5.8$, $I_0 = 8$ баллов).

зонами и узлами их пересечения, определяемыми системами активных разломов общекавказского, поперечного (северо-восточного) и диагонального (северо-западного) простираения [Несмеянов, 2012; Рогожин и др., 2014; Магомедов, Мамаев, 2022].

Вопросам региональной специфики затухания сейсмических волн и соответствующих оценок добротности посвящены многочисленные работы отечественных и зарубежных авторов [Aki, Chouet, 1975; Копничев, 1975; Раутиан и др., 1981; Havskov et al., 1989; Ibanez et al., 1990; Абубакиров, 2005; Dasovic et al., 2013; Гусев, Гусева, 2016; Сычева, Сычев, 2017; Vora et al., 2017; Giampiccolo et al., 2018; Добрынина и др., 2019; Кирсанов, Павленко, 2019; Копничев, Соколова, 2019; Аптикаева, 2020; и др.]. Особо отметим результаты оценки сейсмической добротности Байкальской рифтовой зоны [Добрынина и др., 2016], полученные с использованием программного комплекса SEISAN [Havskov et al., 2020].

Помимо геометрического расхождения и энергетических потерь на внутреннее трение в реальной геологической среде, затуханию сейсмических

волн во многом способствует рассеяние энергии на разномасштабных локальных неоднородностях, обладающих резонансными свойствами и в совокупности определяющих добротность среды Q , значения которой оцениваются по мере уменьшения амплитуд кода-волн (“метод огибающих”) в “хвостах” сейсмограмм местных землетрясений.

Полученные таким образом значения добротности обозначаются Q_c (добротность “по коду” или “coda Q ”). Поскольку в коде (особенно на высоких частотах) преобладают S -волны, естественно предположить, что добротность “по коду” Q_c учитывает вклад процессов рассеяния (Q_{sc}) и поглощения (Q_i) для S -волн согласно работам [Aki, Chouet 1975; Копничев, 1975; Раутиан, и др., 1981; Sato et al., 2012]. В то же время развиваются методы, позволяющие разделить Q_{sc} и Q_i . Так, в работе [Shapiro et al., 2000] было показано, что на удалениях до 100 км преобладает значение Q_{sc} , а далее – Q_i . Эффекты рассеяния доминируют и в оценках значений добротности по коду сейсмограмм от близких землетрясений на частотах менее 6 Гц [Mayeda et al., 1991]. При использовании метода нормализации по коду [Aki, 1980; Sato et al., 2012] не учитываются

модели рассеяния, используемые для описания природы кода-волн, и, следовательно, полученные результаты не могут быть напрямую сопоставлены Q_c . Нередко для оценки добротности по региональным сейсмограммам анализируется кода Lg -волн [Xie et al., 1988]. Наконец, в методе “временного окна с несколькими интервалами” (MLTWA) [Fehler et al., 1992; Абубакиров, 2005] используются как S -волны, так и кода-волны для раздельного определения компонент, обусловленных поглощением Q_i и рассеянием Q_{sc} с последующим суммированием. В целом же, сейсмическая добротность содержит усредненные сведения о физических свойствах ограниченного объема геологической среды, где происходит процесс распространения, затухания и рассеяния сейсмических волн [Gupta et al., 1998; Pulli, 1984]. Наиболее часто используется методика, основанная на модели однократного рассеяния, из-за простоты и легкости применения. Считается, что эта модель больше подходит для небольших локальных землетрясений [Ibanez et al., 1990].

Постоянное развитие и поддержка отечественных сетей сейсмологических наблюдений в районах сейсмической и вулканической опасности закономерно способствовали снижению энергетического уровня уверенно регистрируемых землетрясений [Маловичко и др., 2020]. Это позволило накопить достаточный объем экспериментальных данных для проведения системных и систематических исследований процессов затухания сейсмических волн в слоистой геофизической среде восточной зоны Северного Кавказа, результаты которых позволяют не только оценить ее упругие и рассеивающие свойства, но в перспективе и отслеживать изменения контролируемых параметров с течением времени. Таким образом, целью настоящего исследования являлось получение частотно-зависимой добротности литосферы с использованием модели однократного рассеяния методом огибающих кода-волн.

ИЗУЧЕННОСТЬ РЕГИОНА ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследования условий затухания S -волн и расчеты частотно-зависимой добротности земной коры и верхней мантии на Кавказе проводились ранее с целью оценки сейсмической опасности, сейсмостойкости зданий и сооружений [Павленко, 2008; 2010; 2016; 2020; Павленко, Павленко, 2016; Харазова и др., 2016; Кромский и др., 2018; Кирсанов, Павленко,

2020]. Посредством численного моделирования волновых форм местных землетрясений и их последующего сравнения с реальными сейсмограммами, полученными на станциях “Сочи”, “Анапа”, “Кисловодск” и “Махачкала” были определены частотно-зависимые значения добротности геофизической среды для каждой из названных станций в полосе частот от 1 до 8 Гц. Далее, методом “нормализации по коде” были получены оценки добротности в ходе обработки записей сорока двух землетрясений с эпицентральными расстояниями до ~200 км и магнитудами от 2.4 до 5.8 на сейсмостанции “Махачкала”. Спектральные амплитуды S -волн и коды рассчитывались в семи частотных диапазонах, в полосе 1–18.5 Гц с использованием трехсегментной функции геометрического расхождения на удалениях до 50, от 50 до 150 и более 150 км. Полученные оценки позволяют рассчитывать параметры сильных движений в г. Махачкала и его окрестностях [Павленко, 2020].

Изучению поглощения S -волн вдоль трасс, пересекающих очаговые зоны сильных ($M \geq 4$) землетрясений на удалениях 200–700 км от сейсмостанции “Кисловодск” посвящены работы [Копничев, Соколова, 2019; Аптикаева, 2020].

На основании данных, полученных методом картирования поля поглощения в литосфере по отношению максимальных амплитуд волн S_n и P_n , через параметр $\lg(AS_n/AP_n)$ прослежена связь механизмов очагов сильных землетрясений с напряженно-деформированным состоянием слоистой геофизической среды [Копничев, Соколова, 2019]. Отдельного упоминания заслуживают сделанные ранее цитируемыми авторами выводы об относительно высоком содержании флюидов в верхах мантии под очаговыми зонами на этапе подготовки сильных внутриконтинентальных землетрясений Кавказа.

Оценки поглощения поперечных волн по огибающим коды для землетрясений Кавказа получены в работе [Аптикаева, 2020], где подробно исследованы очаговые зоны Кизилюртского (1999 г.) и Курчалойского (2008 г.) землетрясений, произошедших в окрестностях эпицентральной зоны разрушительного Дагестанского землетрясения 1970 г. При этом значения добротности геофизической среды были рассчитаны в ограниченном диапазоне частот от 1 до 1.6 Гц, что не позволяло перейти к оценкам эффекта поглощения энергии S -волн в ходе приведения станционных спектров к очаговым с последующим определением динамических параметров очага.

В работе [Gök et al., 2016] для территории Ближнего Востока включая Малый Кавказ и восточную часть Большого Кавказа проведена оценка параметров очагов землетрясений методом расчета эмпирической огибающей кода-волн в 13 узких полосах частот в диапазоне от 0.03 до 8.0 Гц. В основе метода лежит расчет параметров калибровки коды при котором используются региональные широкополосные сейсмограммы скоростей с поправкой на амплитудно-частотные характеристики аппаратуры. В результате получаются кодовые спектры скорости момента, которые привязаны к независимым моментам, смоделированным по форме волны. С помощью рассчитанных в данном исследовании одномерных калибровочных траекторий определяются магнитуды M_w на основе коды для большинства событий. Отдельно представлены рассчитанные очаговые параметры для события 01.07.2007 г. с эпицентром в пределах Азербайджана, рассчитаны индивидуальные станционные калибровочные параметры, в частности, для станции “Кисловодск”.

В основном, ранее выполненные исследования на Кавказе проводились, как правило, с использованием данных одиночных сейсмостанций и записей наиболее сильных землетрясений.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Исходные данные представлены волновыми формами 394 коровых землетрясений (глубина очага от 1 до 42 км) с магнитудами 2.2–5.5, которые были зарегистрированы сейсмостанциями ФИЦ ЕГС РАН в период с 2016 по 2022 гг. (рис. 2).

Сейсмостанции ФИЦ ЕГС РАН восточной зоны Северного Кавказа по большей части оснащены современными короткопериодными и широкополосными сейсмометрами, обеспечивающими уверенную регистрацию землетрясений с $M_L \geq 1.5$ на исследуемой территории, а в отдельных ее областях – с $M_L \geq 1.0$ [Лутиков и др., 2021]. Таким образом, все анализируемые нами сейсмические события имели представительный уровень магнитуд, а их основные параметры были определены по данным региональных сетей сейсмологических наблюдений Северо-Осетинского (NOGSR) и Дагестанского (DAGSR) филиалов ФИЦ ЕГС РАН, а также Центрального отделения (OBGSR) в Обнинске [Габсатарова и др., 2022].

МЕТОДИКА ОЦЕНКИ ДОБРОТНОСТИ

Для определения добротности геофизической среды по кода-волнам применяются методы из работ [Aki, Chouet, 1975; Раутиан, 1981],

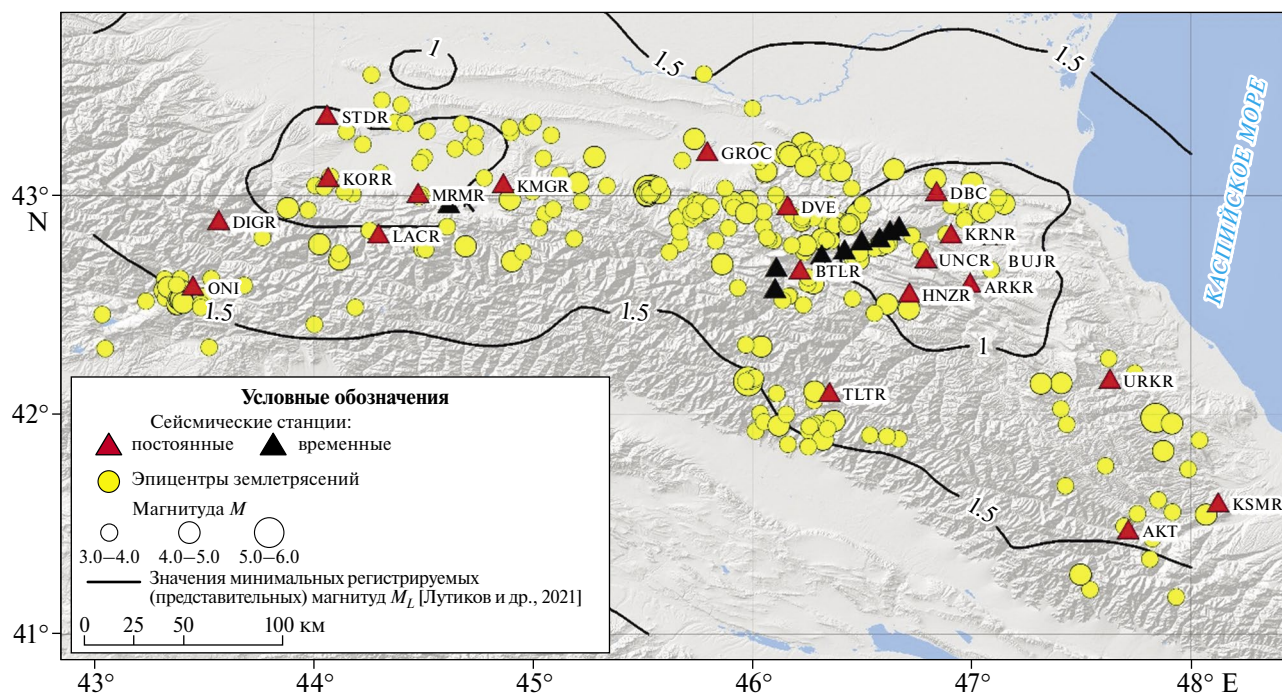


Рис. 2. Карта расположения сейсмических станций ФИЦ ЕГС РАН на Северном Кавказе и эпицентров землетрясений 2016–2022 гг., используемых в работе. Изолинии локальных магнитуд ограничивают области представительной регистрации сейсмических событий [Лутиков и др., 2021].

в основе которых лежит принцип подавления эффектов источника излучения и локальных эффектов в спектрах поперечных волн с помощью кода-волн, измеренных на фиксированном интервале времени с момента первого вступления. При этом используется модель однократного рассеяния, когда кода-волны представляются в виде суперпозиции объемных волн, отраженных от случайно распределенных неоднородностей, а для устранения эффектов направленности излучения проводится усреднение по множеству событий с очагами, расположенными в широком диапазоне азимутов относительно точки приема.

Оценивая значения добротности по кода-волнам в окне с переменным временем его начала, можно составить общее представление о строении слоистой геофизической среды на различных глубинах.

Амплитуды кода-волн в модели однократного рассеяния могут быть представлены в следующем виде [Aki, Chouet, 1975]:

$$A(f, t) = t^{-\beta} A_0 e^{-\pi f k} e^{\frac{-\pi f t}{Q(f)}}, \quad (1)$$

где: k — коэффициент приповерхностного затухания; A_0 — начальная амплитуда; β — коэффициент геометрического расхождения, равный 1.0 для объемных и 0.5 для поверхностных волн соответственно.

Логарифмирование соотношения (1) дает:

$$\ln(A(f, t)) + \beta \ln(t) = \ln(A_0) - \pi f k - \frac{t f \pi}{Q(f)}. \quad (2)$$

Здесь огибающая $\ln(A(f, t)) + \beta \ln(t)$ как функция времени от заданной частоты f (в соответствии с полосой пропускания фильтра) является прямой линией с наклоном $-\pi f / Q(f)$, по которому и определяется добротность $Q_c(f)$.

Согласно работе [Раутиан и др., 1981] время начала окна коды должно превосходить, как минимум, вдвое время пробега S -волны. Установлено [Aki, Chouet, 1975; Sato et al., 2012], что поскольку в коде преобладают S -волны, то и добротность Q_c , рассчитанная по коде, включает в себя компоненты рассеяния (Q_{sc}) и поглощения (Q_i) S -волн:

$$Q_c^{-1} = Q_{sc}^{-1} + Q_i^{-1}, \quad (3)$$

и имеет частотную зависимость:

$$Q_c = Q_0 (f / f_0)^\alpha, \quad (4)$$

где Q_0 — добротность на опорной частоте f_0 и α — параметр, значения которого менее 0.5 для стабильных регионов, в диапазоне 0.3–0.8 для областей с умеренной тектонической активностью; более 0.8 для тектонически активных регионов [Havskov et al., 2016]. На практике [Havskov, Ottemöller, 2010] опорная частота устанавливается равной 1 Гц. Существуют разные точки зрения относительно значений параметра затухания Q при $f < 1$ Гц. Одни исследователи утверждают, что он снова начинает увеличиваться в диапазоне частот 0.1–1 Гц, однако принято считать, что он не изменяется в данной полосе частот. Таким образом, зависимость (4) приобретает вид:

$$Q_c = Q_0 f^\alpha. \quad (5)$$

Следуя работам [Ризниченко и др., 1976; Пустовитенко, Пантелеева, 1990; Абубакиров и др., 2018], будем использовать модель очага Дж. Брюна [Brune, 1970], которая широко применяется в региональных исследованиях и согласуется с данными натурных наблюдений [Havskov, Ottemöller, 2010]. Согласно этой модели спектр смещений очага (источника) $S(f)$ определяется как:

$$S(f) = \frac{M_0}{\left[1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^2\right] 4\pi \rho v^3}, \quad (6)$$

где: M_0 — сейсмический момент (Нм); ρ — плотность (кг/м³); v — скорость в очаге (м/с) (v_p или v_s в зависимости от типа спектра); f_c — угловая частота (Гц).

На низких частотах в очаговом спектре отмечается плато, уровень которого пропорционален M_0 , а далее амплитуды спектральных компонент линейно убывают по мере приближения к угловой частоте ($f = f_c$), на которой амплитуда вдвое меньше уровня плато.

В стационарный спектр смещений D вносится поправка за геометрическое расхождение и неупругое затухание, после чего он используется для получения параметров угловой частоты f_c и уровня плато Ω_0 (м·с):

$$D(f) = \frac{\Omega_0}{\left[1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^2\right]} = \frac{M_0 \times 0.6 \times 2.0}{4\pi \rho v^3 \left[1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^2\right]}. \quad (7)$$

Уровень плато Ω_0 определяется как полный вектор смещения S -волн (м·с), приведенный к условиям однородного упругого полупространства.

Далее вычисляется сейсмический момент M_0 : [Havskov et al., 2020] с использованием набора

$$M_0 = \frac{\Omega_0 4\pi r v^3}{0.6 \times 2.0 \times G(\Delta, h)}. \quad (8)$$

Моментная магнитуда M_w рассчитывалась по формуле [Kanamori, 1977]:

$$M_w = 2/3(\lg M_0) - 6.06. \quad (9)$$

АНАЛИЗ ДАННЫХ

Значения Q_c были рассчитаны в приложении “Coda Q” программного комплекса SEISAN

[Havskov et al., 2020] с использованием набора исходных параметров, полученных ранее в работах [Havskov et al., 2016; Zvereva et al., 2023], в том числе и для территории Западного Кавказа. Поскольку значения добротности по коде существенно зависят от выбора длительности окна коды (CW), времени его начала (LT), минимально допустимого коэффициента корреляции и ширины полосы применяемого фильтра [Baskoutas, 1996; Havskov, 1989], то для сравнения полученных результатов с данными других исследований важна идентичность перечисленных параметров.

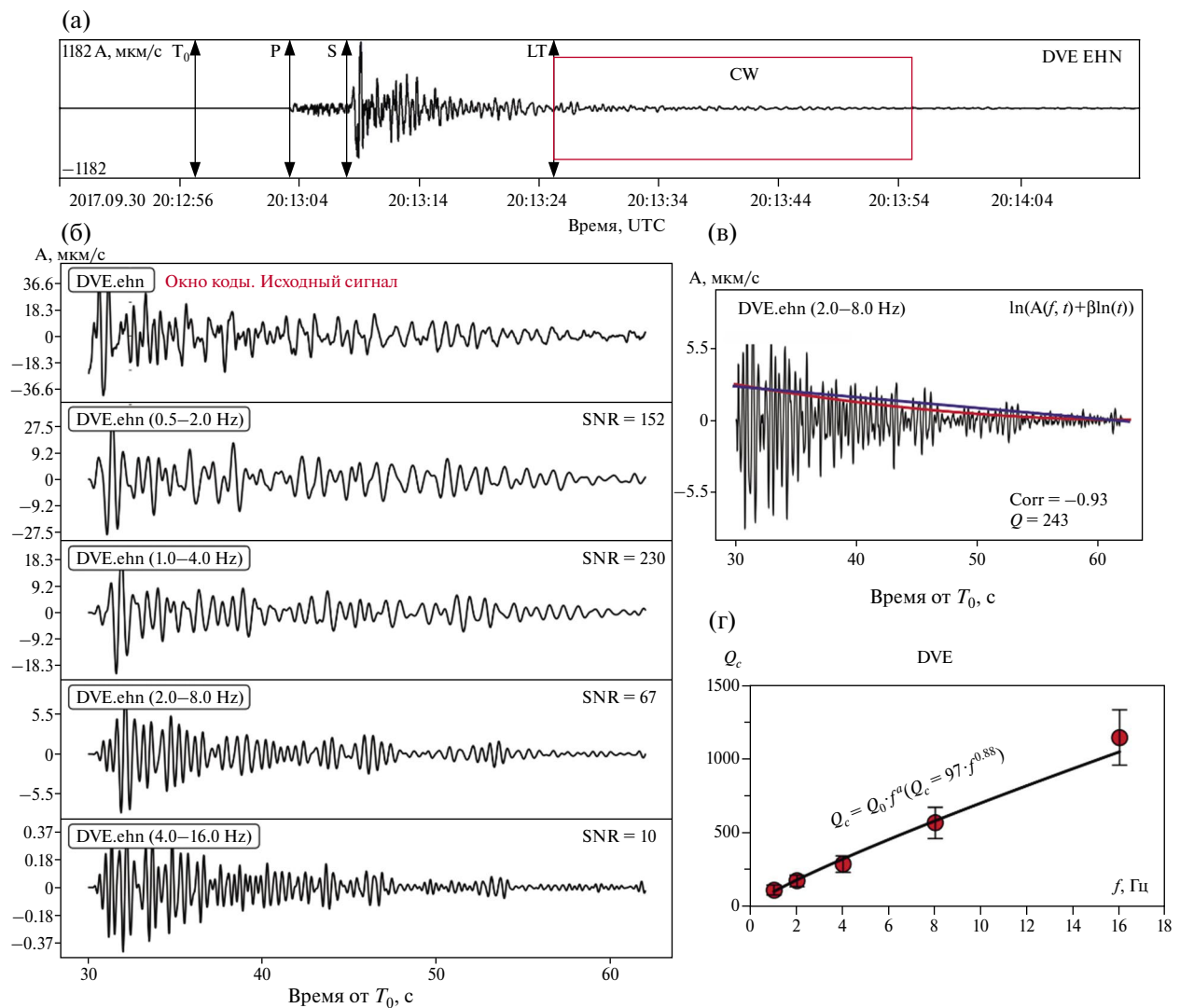


Рис. 3. Процесс обработки данных модулем “Coda Q” программного комплекса SEISAN для оценки частотно-зависимых значений добротности Q_c : (а) — исходная сейсмограмма в пункте наблюдения Дышне-Ведино (DVE) с отметками времен вступления P - и S -волн, времени в очаге (T_0), времени начала окна коды (LT), а также длительности окна коды (CW); (б) — окно коды (CW) исходного сигнала и результатов полосовой фильтрации; (в) — огибающая кода-волн в полосе частот 2.0–8.0 Гц, $\text{Corr} = -0.93$ — коэффициент корреляции с линией аппроксимации; (г) — среднее значение Q_c на каждой центральной частоте со стандартными отклонениями и аппроксимирующей степенной функцией.

Следуя работе [Havskov et al., 2016] для поверхностных волн, было установлено значение коэффициента геометрического расхождения $\beta = 0.5$, а для объемных волн $\beta = 1.0$, согласно работам [Ibanez et al., 1990; Dasovic et al., 2013; Bora et al., 2017; Giampiccolo et al., 2018]. Также и длительность окна коды (параметр CW на рис. 3а) была выбрана равной 30 с. Минимальное время начала окна коды (параметр LT на рис. 3а) ограничивалось двойным временем пробега S -волн (в противном случае сейсмическое событие не принималось в расчет), что позволяло усреднять значения, полученные на различных сейсмостанциях. Таким образом, начало расчетного интервала относительно времени в очаге (T_0) для всех анализируемых событий составляло 30 с. Отметим, что на таких расстояниях частотный диапазон поперечных волн составляет 2–5 Гц.

Полученные фрагменты волновых форм коды были обработаны двухоктавным фильтром Баттерворта с использованием предустановленных полос пропускания [Havskov et al., 2016]: 0.5–2.0, 1–4, 2–8, 4–16 и 8–32 Гц с центральными частотами $f_0 = 1, 2, 4, 8$ и 16 Гц (рис. 3б), с учетом ограничений, накладываемых частотой оцифровки (40–50 Гц), используемой на большинстве кавказских сейсмостанций. Далее рассчитывались значения отношения сигнал/шум (параметр SNR на рис. 3б) посредством сравнения трехсекундных среднеквадратичных амплитуд колебаний в конце отфильтрованного фрагмента и в естественном шуме, предшествующем сейсмическому событию. Для дальнейшего анализа использовались данные со значениями отношения сигнал/шум более трех.

Затем, для каждой полосы частот путем вычисления среднеквадратичных значений в скользящем окне длительностью пять циклов строилась огибающая коды, а также распределение значений логарифма амплитуд кода-волн с последующей линейной аппроксимацией по методу наименьших квадратов и определением коэффициента корреляции (параметр “Cогг” на рис. 3в).

В общей сложности в расчетах были задействованы данные 29 различных сейсмостанций и получено 5289 и 4912 значений Q_c (при $\beta = 0.5$ и 1.0 соответственно). Значения Q_c оценивались для каждой сейсмостанции и центральной частоты (рис. 3г, табл. 1). С использованием аппроксимирующей частотно-зависимой степенной функции, для каждой сейсмостанции определялось соотношение $Q_c = Q_0 \cdot f^\alpha$.

По результатам анализа всех имеющихся сейсмограмм восточной части Северного Кавказа представляется возможным оценить средние значения Q_c следующими соотношениями:

$$Q_c = 76 \pm 15 \cdot f^{0.89 \pm 0.1} \text{ при } \beta = 0.5 \quad (10)$$

$$Q_c = 97 \pm 21 \cdot f^{0.88 \pm 0.11} \text{ при } \beta = 1.0. \quad (11)$$

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

В принятой нами модели однократного рассеяния рассмотрим эллипсоидальный объем геологической среды, в фокусах которого расположены очаг землетрясения и сейсмостанция (рис. 4) [Gupta et al., 1998; Pulli, 1984; Havskov, Ottewöller, 2010], при этом его большая и малая полуоси составляют соответственно:

$$a = \frac{vt}{2}, \quad b = \sqrt{a^2 - r^2}, \quad (12)$$

где: r – среднее гипоцентрально расстояние; v – скорость S -волн; $t = (LT + CW/2)$ – среднее время прихода кода-волн.

Нижняя граница эллипсоида соответствует максимальной глубине проникновения кода-волн:

$$h = h_{av} + b, \quad (13)$$

где h_{av} – средняя гипоцентральная глубина событий (в наших данных $h_{av} = 11$ км).

Расчетные значения Q_c соотносятся с “средними точками”, представляющими собой проекции на поверхности центра эллипсоида. Итоговое распределение средних точек Восточной зоны Северного Кавказа показано на рис. 5.

Считается, что мантия более однородна, чем земная кора, мощность которой на Кавказе составляет ~ 50 км [Краснопевцева, 1984], за счет закрытия трещин в структуре относительно пластичного вещества при возрастающих давлениях и температурах [Dasovic et al., 2013]. Поскольку оценка степени влияния физических свойств вещества в мантии на сейсмологические данные выходит за рамки настоящего исследования, было принято решение ограничить время начала окна коды (30 с), а интерпретацию результатов проводить с использованием модели одиночного рассеяния. Учитывая среднюю скорость S -волн (3.4 км/с), длину окна коды (30 с), среднее гипоцентрально расстояние (28 км), время начала окна коды (30 с), получается, что волны, составляющие коду, распространяются

Таблица 1. Значения Q_0 и α , рассчитанные с использованием аппроксимирующей частотно-зависимой степенной функции для коэффициента геометрического расхождения $\beta = 1$ по данным 29 сейсмостанций восточной части Северного Кавказа

Индекс сейсмостанции	Q_0	$SD(Q_0)$	α	$SD(\alpha)$	N
АКТ	78	10	1.11	0.09	78
ARKR	106	22	0.85	0.14	79
BTLR	95	24	0.96	0.17	380
BUJR	91	19	0.76	0.16	78
D03	93	19	0.94	0.12	189
D04	99	20	0.85	0.14	143
D05	98	25	0.87	0.17	118
D06	100	21	0.90	0.16	224
D07	111	30	0.80	0.17	86
D08	94	19	0.98	0.15	194
D09	100	21	0.80	0.15	83
D10	103	23	0.94	0.15	85
DBC	95	20	0.95	0.15	171
DIGR	88	12	0.86	0.07	232
DVE	97	20	0.88	0.10	784
GROC	102	23	0.87	0.11	294
HNZR	94	23	0.85	0.23	54
KMGR	92	21	0.92	0.17	133
KORR	98	23	0.76	0.18	182
KRNR	97	21	0.81	0.15	175
KSMR	89	19	0.94	0.15	57
LACR	82	25	1.03	0.22	165
MRMR	78	21	1.08	0.14	80
ONI	89	12	0.87	0.06	108
R05	88	21	0.95	0.16	108
STDR	97	26	0.74	0.17	93
TLTR	117	30	0.91	0.23	202
UNCR	102	27	0.84	0.17	216
URKR	100	19	0.86	0.11	66

Примечания: SD – среднеквадратическое отклонение; N – общее количество значений Q_c на всех частотах.

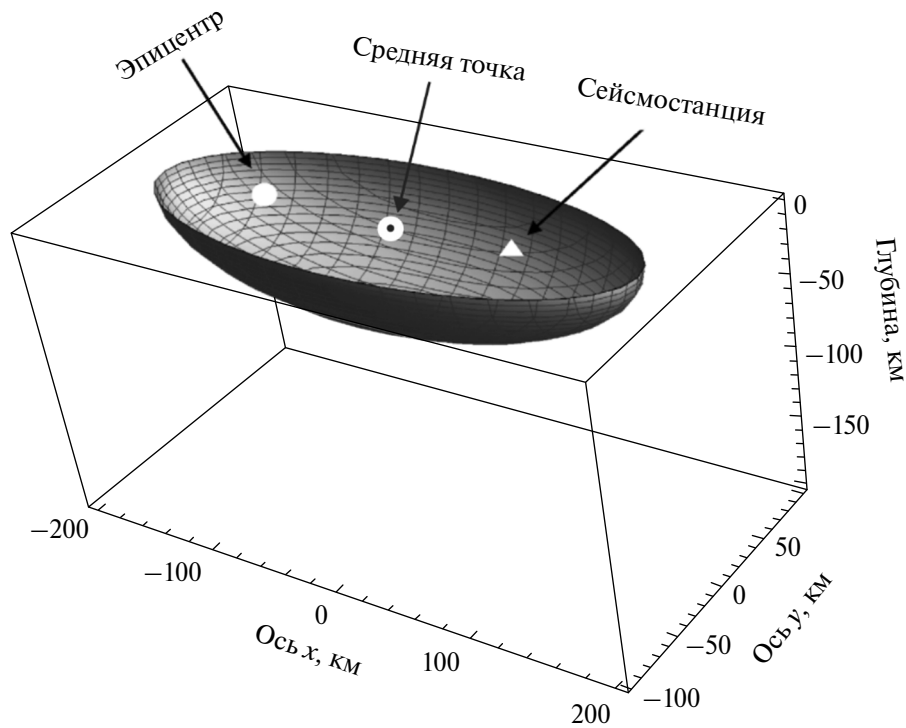


Рис. 4. Эллипсоид рассеяния в случае расположения источника и приемника сейсмических волн на дневной поверхности на расстоянии 230 км друг от друга (длина окна коды не более 100 с) [Pezzo, Ibanez, 2020].

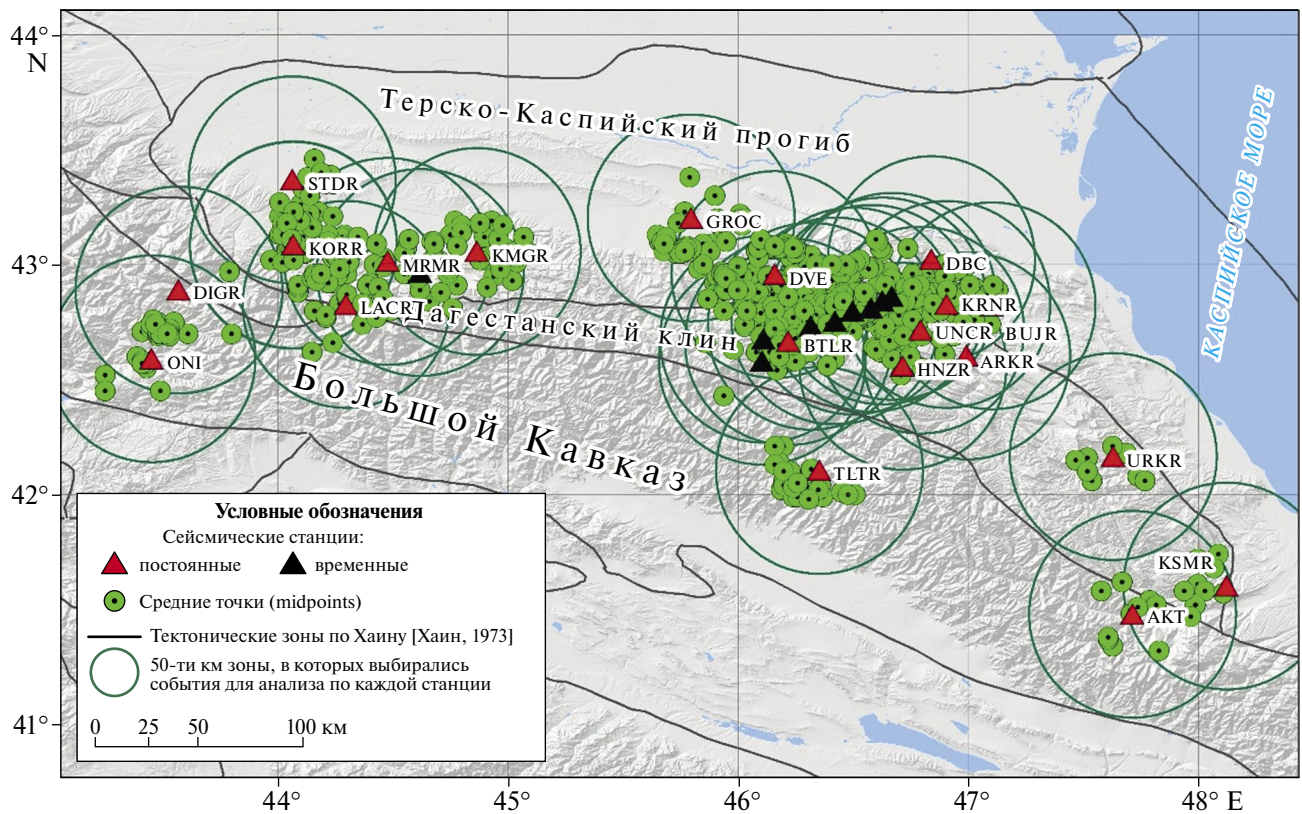


Рис. 5. Карта распределения средних точек Восточной зоны Северного Кавказа.

согласно (12) внутри эллипса с радиусами главной и малой осей, равными 77 и 76 км соответственно. В этом случае, максимальная теоретическая глубина проникновения, исходя из (13), составляет 87 км.

Заметная неравномерность распределения средних точек на дневной поверхности обусловлена как расположением сейсмостанций, так и естественными особенностями сейсмичности зон Терско-Каспийского прогиба (ТКП) и Дагестанского клина (ДК).

Расчеты Q_c в пределах этих тектонических структур, а также Большого Кавказа (БК) проводились таким образом, чтобы эпицентры землетрясений и средние точки эллипсоида объема среды, охваченного кода-волнами, находились в пределах тектонических границ изучаемой зоны, а эпицентральные расстояния не превышали 50 км.

В табл. 2 приведены результаты расчета Q_c для каждой из зон и на каждой центральной частоте, а также общая частотная зависимость степенных функций Q_c (рис. 6а).

Таблица 2. Значения Q_c для каждой центральной частоты и частотно-зависимые степенные функции $Q_c(f)$ в каждой зоне

Зона	Центральная частота f , Гц										N	$Q_c = Q_0 \pm SD \cdot f^{\alpha \pm SD}$
	1	N	2	N	4	N	8	N	16	N		
ТКП	113	347	180	315	291	216	592	155	1183	71	1104	$Q_c = 103 \pm 21 \cdot f^{0.85 \pm 0.1}$
БК	84	98	160	110	300	113	592	73	954	25	419	$Q_c = 86 \pm 17 \cdot f^{0.89 \pm 0.09}$
ДК	96	216	178	273	352	228	675	135	—	—	862	$Q_c = 95 \pm 18 \cdot f^{0.94 \pm 0.09}$

Примечания: SD – стандартное отклонение, N – общее количество значений Q_c для каждой центральной частоты.

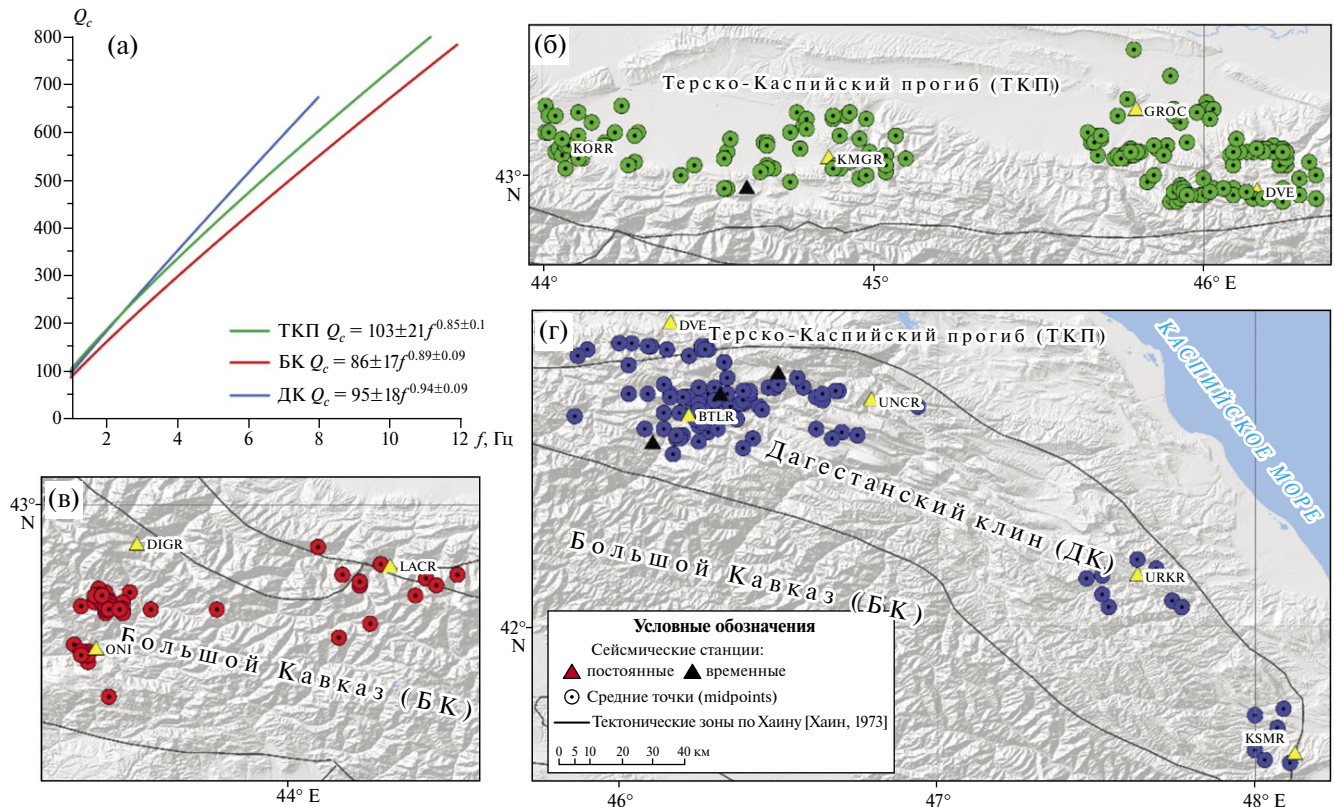


Рис. 6. (а) – зависимости $Q_c(f)$ для исследуемых зон Терско-Каспийского прогиба, Большого Кавказа и Дагестанского клина, а также карты распределения средних точек в пределах каждой из зон (б), (в), (г) соответственно.

Наибольшие расхождения между всеми тремя зонами наблюдаются в низкочастотной области на центральной частоте 1 Гц, где основные потери энергии обусловлены крупномасштабными неоднородностями. Согласно работам [Aki, Chouet, 1975; Aki, 1980; Копничев, 1978; Раутиан и др., 1981] кода-волны на частоте около 1 Гц формируются в верхней части литосферы с более низкой добротностью, а в короткопериодном диапазоне это — объемные волны обратного рассеяния от глубинных неоднородностей.

Для зоны ТКП, которая в тектоническом плане занимает промежуточное положение между южной частью Скифской плиты и горно-складчатым сооружением Большого Кавказа, было получено наибольшее значение $Q_{1\text{Гц}} = 113$. Самые малые значения добротности $Q_{1\text{Гц}} = 84$ соответствуют восточному сегменту орогенного поднятия Большого Кавказа. Промежуточные между ТКП и БК значения добротности ($Q_{1\text{Гц}} = 96$) отмечены в пределах Дагестанского клина. Выявленные особенности соответствуют представлениям о повышенном затухании в тектонически активных, неоднородных и раздробленных структурах [Ibanez et al., 1990; Dasovic et al., 2013; Bora et al., 2017; Giampiccolo et al., 2018; Добрынина и др., 2019; и др.].

Представляется целесообразным использование средних значений частотно-зависимой добротности $Q_c(f)$ для внесения поправки за затухание в наблюдаемый спектр S -волн при расчете спектральных параметров очагов восточной зоны Северного Кавказа, поскольку на записях региональных землетрясений регистрируются S -волны с преобладающим периодом колебаний 0.2–0.3 с.

Видно (табл. 2), что для частот более 4 Гц различия зон ТКП и БК уменьшаются, да и в целом зональные зависимости $Q_c(f)$ достаточно близки (рис. 6).

Относительно слабое затухание в пределах ДК свидетельствует об уменьшении потерь энергии сейсмических колебаний на высоких частотах и незначительной концентрации мелкомасштабных неоднородностей в слоистой геофизической среде. При этом различия в значениях оценки затухания лежат в пределах ошибок определения $Q_{4\text{Гц}}$, которые достигают 62–75 единиц.

Сравнивая полученные результаты с аналогичными данными, полученными в работе [Navskov et al., 2016] для различных геотектонических обстановок, отметим, как правило, относительно низкие значения Q_c (менее 200) для тектонически активных регионов. Наши оценки

значений добротности наиболее близко могут быть соотнесены с результатами по характерной мелкофокусной сейсмичностью Аргентине, а также активной рифтовой системе Шаньси на севере Китая.

Если же провести сравнение с ранее достигнутыми результатами в южных регионах нашей страны, то преимущество настоящих определений состоит в том, что они получены для исследуемой территории с максимальным охватом имеющихся данных по числу землетрясений и зарегистрировавших их сейсмостанций.

РАСЧЕТ СПЕКТРАЛЬНЫХ ПАРАМЕТРОВ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Полученные оценки добротности неоднородной геофизической среды могут быть использованы для минимизации влияния затухания S -волн в стационарных спектрах, что позволяет непосредственно перейти к расчетам спектральных параметров очагов наиболее ощутимых за рассматриваемый период землетрясений Восточного Кавказа (рис. 7).

Впервые программный комплекс SEISAN [Navskov et al., 2020] был использован для оценки спектральных и динамических параметров очагов, соответственно, 8 и 40 региональных землетрясений за период 2016–2017 гг. [Малянова и др., 2022] и 2016–2021 гг. [Зверева и др., 2023] на территории Западного Кавказа по данным действующей сети сейсмических станций ФИЦ ЕГС РАН. Опробованная ранее методика применена и в настоящем исследовании.

Рассмотрим процедуру расчета спектральных параметров очага землетрясения в программном комплексе SEISAN на примере события 12.12.2020 г. (рис. 8).

Исходными данными являются сейсмограммы, полученные с нескольких станций (рис. 8а). Длительность анализируемого фрагмента волновой формы (SW , рис 8б) определяется как время от момента вступления S -волны до момента снижения амплитуды колебаний на треть от максимального значения. Последующий расчет спектров смещений S -волн (рис. 8в) выполняется в соответствии с ранее опробованной методикой [Зверева и др., 2023]. Отметим, что поправка за геометрическое расхождение задавалась в зависимости от расстояния и глубины согласно работе [Navskov et al., 2010], а влияние затухания на наблюдаемый спектр учитывалось посредством частотно-зависимой добротности

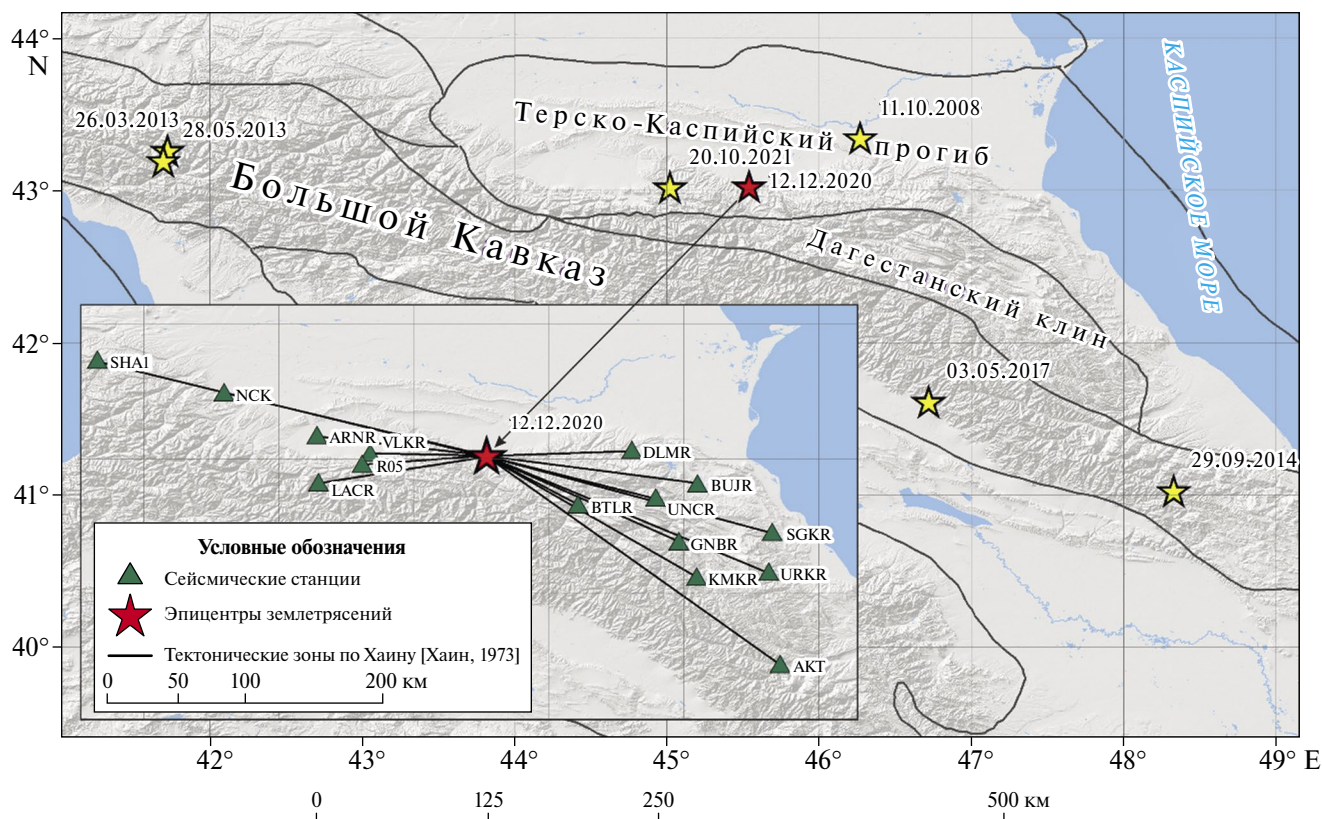


Рис. 7. Схема расположения региональных сейсмических станций и эпицентров землетрясений, использованных для расчета спектральных параметров их очагов.

среды Q ($Q = Q_0 \cdot f^\alpha$, при f более 1 Гц) и характеристики приповерхностного затухания k .

Если величина геометрического расхождения равна единице, то добротность геофизической среды восточной зоны Северного Кавказа, согласно (11) составляет $Q_c = 97 \pm 21 \cdot f^{0.88 \pm 0.11}$, а для двух землетрясений 26.03.2013 и 28.05.2013 г., расположенных в Чхалтинской сейсмоактивной зоне БК (рис. 7) $Q_c = 90 \pm 21 \cdot f^{1.02 \pm 0.11}$ [Zvereva et al., 2023]. Для всех проанализированных сейсмических событий значение угловой частоты f_c не превышало 4 Гц, а значение приповерхностного затухания задавалось постоянным и равным 0.02. Результаты расчета спектральных параметров наиболее сильных землетрясений представлены в табл. 3.

Эталоном для сравнения полученных оценок параметров очагов были приняты определения глобального каталога тензора сейсмического момента (CMT) [The Global Centroid..., 2022], включая и значения скалярного сейсмического момента M_0 , рассчитанные согласно работе [Dziewonski et al., 1981]. Следует отметить, что в каталоге GCMT приведены решения

с условием нулевого следа, поэтому при сравнении следует иметь в виду, что наши решения получаются для тензора сейсмического момента с условием двойного диполя без момента.

Таким образом, среднее значение разностей между “эталонными” и нашими магнитудными оценками составило 0.04, в то время как для значений магнитуд $M_w > 5.0$ наблюдается полное соответствие. Также была выполнена оценка среднего значения разностей между определением сейсмического момента M_0 , которая составила $1.0 \text{ Н} \cdot \text{м} \cdot 10^{16}$.

Несмотря на имеющиеся ограничения расчетной модели, поскольку она все-таки не учитывает вертикальной неоднородности коэффициента рассеяния, тем не менее, оценки затухания сейсмических волн с использованием частотно-зависимых значений добротности позволяют преобразовывать станционные спектры смещений в очаговые и, в соответствии с моделью Брюна [Brune, 1970], определять скалярный сейсмический момент и другие динамические параметры очага.

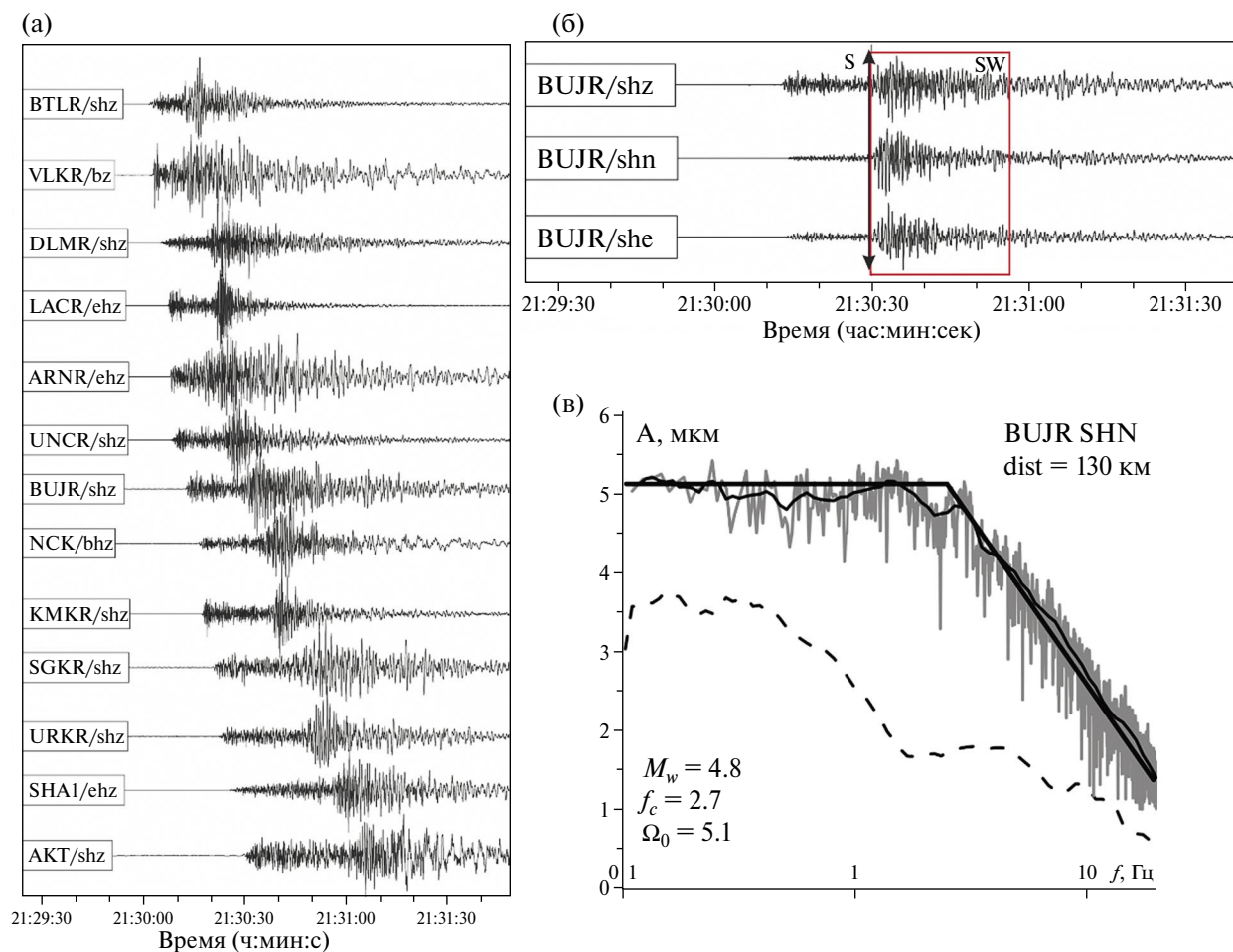


Рис. 8. Пример расчета спектральных параметров очага землетрясения 12.12.2020 г. в соответствии с моделью Брюна: (а) — исходные волновые формы; (б) — фрагмент сейсмограммы и временной интервал для расчета спектра смещений S -волн; (в) — пример аппроксимации полученного спектра смещений с поправками за затухание и геометрическое расхождение, пунктирная линия — амплитудный спектр микросейсмических шумов.

Полученные результаты могут быть использованы в качестве основы для дальнейшего применения развиваемого подхода в практически значимых оценках спектральных параметров очагов землетрясений восточной зоны Северного Кавказа для различного уровня магнитуд.

ВЫВОДЫ

Изучение особенностей глубинной структуры, физических характеристик, геодинамической активности тектоносферы неразрывно связано с понятием сейсмической добротности, определяющей волновые свойства разномасштабных объемов разломно-блоковой геологической среды, определяющие условия распространения, затухания и рассеяния сейсмических колебаний. Благодаря техническому

и организационному совершенствованию сети сейсмологических наблюдений ФИЦ ЕГС РАН на Северном Кавказе стало возможным проводить оценку частотно-зависимой добротности земной коры в региональном масштабе.

Впервые на территории восточной части Северного Кавказа, включающей в себя Терско-Каспийский прогиб, Дагестанский клин и прилегающие структуры БК, с использованием модели одиночного рассеяния, по методу огибающей кода-волн определено среднее региональное частотно-зависимое соотношение для оценки сейсмической добротности для различных значений геометрического расхождения β : $Q_c = 76 \pm 15 \cdot f^{0.89 \pm 0.09}$ при $\beta = 0.5$ и $Q_c = 97 \pm 21 \cdot f^{0.88 \pm 0.11}$ при $\beta = 1.0$.

Усовершенствована методика расчета и определены основные параметры (время начала окна коды, длина временного окна коды), позволяющие

Таблица 3. Спектральные параметры очагов землетрясений Восточного Кавказа

Дата	Источник	Время в очаге (UTC)	Координаты эпицентра, град		h , км	M_w/n^*	K_p	$\lg M_0$, $H \cdot M \cdot 10^{16}$	f_c^{**} , Гц
			широта	долгота					
11.10.2008	Авторы	09:06:11	43.35	46.27	16	5.8/1	14.5	63.0	0.7–1.0
	GCMT	09:06:15	43.40	46.19	13	5.8		65.6	
26.03.2013	Авторы	23:35:21	43.26	41.73	6	4.8/5	11.7	1.5	0.8–3.5
	GCMT	23:35:24	43.25	41.57	18	4.9		2.7	
28.05.2013	Авторы	00:09:51	43.19	41.70	6	5.1/4	11.6	6.3	1.5–2.4
	GCMT	00:09:53	43.28	41.65	12	5.2		7.6	
29.09.2014	Авторы	01:38:08	41.02	48.33	3	5.1/3	12.3	6.3	0.8–1.0
	GCMT	01:38:09	41.42	47.76	33	5.1		5.7	
03.05.2017	Авторы	08:53:41	41.61	46.72	32	5.0/10	12.1	3.1	1.1–2.8
	GCMT	08:53:45	42.06	46.77	58	5.1		5.1	
12.12.2020	Авторы	21:29:48	43.03	45.54	20	4.8/10	12.5	1.5	1.0–2.8
	GCMT	21:29:50	43.16	45.40	13	4.8		2.3	
20.10.2021	Авторы	04:45:40	43.02	45.02	13	4.7/6	12.1	1.2	0.9–2.6
	GCMT	04:45:41	43.22	45.59	17	4.7		1.7	

Примечания: n^* – количество сейсмических станций, участвующих в расчете моментной магнитуды M_w ; ** – диапазон значений угловой частоты f_c для всех сейсмических станций, использованных в расчете спектральных параметров; K_p – энергетический класс по работе [Раутиан и др., 1981].

получать достоверные оценки спектральных параметров очагов местных землетрясений с использованием модуля “Coda Q” программного комплекса SEISAN [Havskov et al., 2020]. Внедрение программного комплекса в практику обработки цифровых сейсмограмм позволило получить интегральные оценки частотно-зависимой добротности в целом для региона, где установлено достаточное число сейсмостанций [Zvereva et al., 2023].

Оценивая значения добротности по кода-волнам в окне с изменяемой шириной, можно составить общее представление о глубинном строении “охваченного их распространением” объема слоистой геофизической среды.

Представляется целесообразным использование средних значений частотно-зависимой добротности $Q_c(f)$ для внесения поправки за затухание в наблюдаемый спектр S -волн при расчете спектральных параметров очагов восточной зоны Северного Кавказа.

Результаты исследования призваны содействовать повышению информативности каталогов землетрясений, в частности – их наполнению данными об энергетических характеристиках сейсмических событий (универсальными

значениями моментных магнитуд, M_w) в наиболее сейсмоактивных регионах нашей страны, выявлению причин и механизмов развития опасных процессов эндогенной природы, их территориального распространения и повторяемости.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность сотрудникам ЦО ФИЦ ЕГС РАН Е.А. Бабковой, Л.Н. Королецки, П.А. Борисову и сотрудникам СОФ ФИЦ ЕГС, участвующим в процессе подготовки данных, используемых в настоящей работе.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках государственного задания № 075-01271-23 ФИЦ ЕГС РАН и государственного задания № 075-00693-22-00 ИФЗ РАН, а так же с использованием данных, полученных на уникальной научной установке “Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абубакиров И.Р. Оценка характеристик затухания поперечных волн в литосфере Камчатки по наблюдениям цифровой широкополосной станции “Петропавловск” // Физика Земли. Т. 10. 2005. С. 46–58.
- Абубакиров И.Р., Гусев А.А., Гусева Е.М., Павлов В.М., Скоркина А.А. Массовое определение моментных магнитуд M_w и установление связи между M_w и ML для умеренных и слабых камчатских землетрясений // Физика Земли. 2018. № 1. С. 37–51. DOI: 10.7868/S0002333718010039
- Антикаева О.И. Поле поглощения поперечных волн в окрестностях очага Дагестанского 1970 г. землетрясения по короткопериодной коде. Труды Института геологии Дагестанского научного центра РАН. 2020. № 2 (81). С. 48–56.
- Габсатарова И.П., Мехрюшев Д.Ю., Королецьки Л.Н., Адиллов А.З., Магомедов Х.Д., Саяпина А.А., Багаева С.С., Янков А.Ю., Иванова Л.Е. Северный Кавказ. Землетрясения России в 2020 году. Ежегодник. Обнинск. 2022. С. 17–24.
- Гусев А.А., Гусева Е.М. Оценка затухания поперечных волн в среде вблизи ст. “Петропавловск”, Камчатка, по спаду спектра // Физика Земли. № 4. 2016. С. 35–51.
- Добрынина А.А., Саньков В.А., Чечельницкий В.В. Новые данные о затухании сейсмических волн в литосфере и верхней мантии северо-восточного фланга Байкальской рифтовой системы // Докл. РАН. 2016. Т. 468. № 1. С. 88–92.
- Добрынина А.А., Предеин П.А., Саньков В.А., Тубанов Ц.А., Санжиева Д.П.Д., Горбунова Е.А. Пространственные вариации затухания сейсмических волн в Южнобайкальской впадине и прилегающих областях (Байкальский рифт) // Геодинамика и тектонофизика. 2019. Т. 10. № 1. С. 147–166.
- Зверева А. С., Собисевич А. Л., Лиходеев Д.В. к вопросу о взаимосвязи моментных и локальных магнитуд землетрясений Северо-Западного Кавказа // Докл. РАН. Сер. Науки о Земле. 2023. Т. 508. № 1. С. 98–107.
- Кирсанов В.И., Павленко О.В. Оценки добротности коры и верхней мантии Северо-Восточного Кавказа по записям сейсмостанции “Махачкала” // Вопросы инженерной сейсмологии. 2019. Т. 46. № 2. С. 60–73. DOI: 10.21455/VIS2019.2-6
- Копничев Ю.Ф. Модель формирования хвостовой части сейсмограммы // Докл. АН СССР. 1975. Т. 222. № 2. С. 333–335.
- Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. Неоднородности поля поглощения S -волн в литосфере Кавказа и их связь с сейсмичностью // Геофизические процессы и биосфера. 2019. Т. 18. № 3. С. 67–76. <https://doi.org/10.21455/GRB2019.3-4>
- Краснопевцева Г.В. Глубинное строение Кавказского сейсмоактивного региона. М.: Наука. 1984. 109 с.
- Кромский С.Д., Павленко О.В., Габсатарова И.П. Проявления особенностей излучения и распространения сейсмических волн на Северном Кавказе в кода-волнах региональных землетрясений // Физика Земли. 2018. № 2. С. 33–44.
- Лукк А.А., Шевченко В.И. Сейсмичность, тектоника и GPS-геодинамика Кавказа // Физика Земли. 2019. № 4. С. 99–123. <https://doi.org/10.31857/S000233372019499123>
- Лутиков А.И., Габсатарова И.П. и Донцова Г.Ю. Об устойчивости параметров сейсмического режима во времени на примере востока центральной части Северного Кавказа // Российский сейсмологический журнал. 2021. Т. 3. № 3. С. 61–74. DOI: 10.35540/2686-7907.2021.3.04
- Магомедов Р.А. Мамаев С.А. Неотектоника и современная сейсмичность Восточного Кавказа. Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа. Т. XII. 2022. С. 284–308.
- Маловичко А.А., Габсатарова И.П., Дягилев Р.А., Мехрюшев Д.Ю., Зверева А.С. Оценка регистрационных возможностей сейсмической сети в западной части Северного Кавказа через геометрию сети и локальный уровень микросейсмических шумов // Сейсмические приборы. 2020. Т. 56. № 3. С. 35–60. doi: 10.21455/si2020.3-3
- Малянова Л.С., Зверева А.С., Габсатарова И.П. Спектральные и очаговые параметры землетрясений Северного Кавказа // Землетрясения Северной Евразии. 2022. Вып. 25 (2016–2017 гг.). С. 253–260. DOI: 10.35540/1818-6254.2022.25.23
- Несмеянов С.А. Шовные зоны как верхнекоровые сейсмогенерирующие структуры // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2012. № 1. С. 3–26.
- Павленко В.А., Павленко О.В. Поглощение сейсмических волн в коре и верхней мантии в окрестностях мейсмостанции “Кисловодск” // Физика Земли. Т. 4. 2016. С. 24–34.
- Павленко О.В. Характеристики поглощения сейсмических волн в коре и верхней мантии Северного Кавказа // Физика Земли. 2008. № 6. С. 52–60.
- Павленко О.В. Изучение закономерностей излучения и распространения сейсмических волн в коре и верхней мантии Северного Кавказа по записям сейсмостанций “Сочи” и “Анапа” Обнинск: ГС РАН. 2010. С. 138–142.
- Павленко О.В. Оценка добротности коры и верхней мантии в окрестностях Сочи и Анапы (Северный Кавказ) // Физика Земли. 2016. № 3. С. 19–30.
- Павленко О.В. Характеристики поглощения сейсмических волн в восточной части северного кавказа, оцененные по записям сейсмостанции “Махачкала” // Физика Земли. 2020. № 5. С. 36–45.
- Путовитенко Б.Г., Пантелеева Т.А. Спектральные и очаговые параметры землетрясений Крыма. Киев: Наукова думка. 1990. 252 с.
- Раутиан Т.Г., Халтурин В.И., Закиров М.С., Земцова А.Г., Проскурин А.П., Пустовитенко Б.Г., Пустовитенко А.Н., Синельникова Л.Г., Филина А.Г.1, Шенгелия И.С. Экспериментальные исследования сейсмической коды. М.: Наука. 1981. 143 с.

- Ризниченко Ю. В. Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент. Исследования по физике землетрясений. М.: Наука. 1976. С. 9–27.
- Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., Лутиков А.И., Собисевич А.Л., Собисевич Л.Е., Горбатилов А.В. Эндогенные опасности Большого Кавказа. М.: ИФЗ РАН 2014. 256 с.
- Собисевич Л.Е., Потемка Э.П., Собисевич А.Л., Канониди Х.Д., Канониди К.Х., Преснов Д.А., Суворова И.И. Сейсмичность Крымско-Кавказского региона (по результатам инструментальных наблюдений гидродинамических и сейсмических процессов) // Известия высших учебных заведений. Северо-Кавказский регион. Естественные науки. 2015. № 2 (186). С. 93–100.
- Сычева Н.А., Сычев И.В. Исследование добротности среды Северного Тянь-Шаня (Бишкекского геодинамического полигона) на основе кода-волн локальных землетрясений // Геосистемы переходных зон. 2017. Т. 1. № 3. С. 21–39.
- Трифонов В.Г., Соболева О.В., Трифонов Р.В., Востриков Г.А. Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизионного пояса. М.: ГЕОС. 2002. 225 с.
- Трифонов В. Г., Соколов С.Ю., Соколов С. А., Хессами Х. Мезозойско-кайнозойская структура Черноморско-Кавказско-Каспийского региона и ее соотношение со строением верхней мантии // Геотектоника. № 3. 2020. С. 55–81.
- Хаин В.Е. Кавказ. Тектоническая карта. – М: 1:5 500 000. Большая Советская Энциклопедия. 1973. Т. 11. С. 112–114.
- Харазова Ю.В., Павленко О.В., Дудинский К.А. Связь характеристик распространения сейсмических волн на Западном Кавказе с геолого-тектоническими особенностями региона // Физика Земли. 2016. № 3. С. 68–81.
- Aki K. Scattering and attenuation of shear waves in the lithosphere // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 1980. V. 85. № B11. P. 6496–6504.
- Aki K., Chouet B. Origin of coda waves: source, attenuation, and scattering effects // J. Geophys Res. 1975. V. 80 (23). P. 3322–3342. DOI: 10.1029/JB080i023p03322
- Baskoutas I. Dependence of coda attenuation on frequency and lapse Time // PAGEOPH. 1996. V. 147. № 3.
- Bora N., Biswas R. Quantifying regional body wave attenuation in a seismic Prone zone of Northeast India // Pure and Applied Geophysics. 2017. V. 174. P. 1953–1963. DOI: 10.1007/s00024-017-1515-0
- Brune J. N. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes // Journal of geophysical research. 1970. V. 75 (26). P. 4997–5009. DOI: 10.1029/JB075i026p04997
- Dasović I., Herak M., Herak D. Coda-Q and its lapse time dependence analysis in the interaction zone of the Dinarides, the Alps and the Pannonian Basin. Phys // Chem. Earth. 2013. V. 63. P. 47–54. DOI: 10.1016/j.pce.2013.03.001
- Dziewonski A.M., Chou T.A., Woodhouse J.H. Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity // Journal of Geophysical Research. 1981. V. 86. № B4. P. 2825–2852.
- Ershov A.V., Brunet M.F., Nikishin A.M., Bolotov S.N., Nazarevich B.P., Korotaev M.V. Northern Caucasus basin: thermal history and synthesis of subsidence models // Sedimentary Geology. 2003. V. 156 (1–4). P. 95–118. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(02\)00284-1](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(02)00284-1)
- Fehler M., Hoshiba M., Sato H., Obara K (1992) Separation of scattering and intrinsic attenuation for the Kanto-Tokai region, Japan, using measurements of S-wave energy versus hypocentral distance // Geophys. J. Inf. 1992. V. 108. P. 787–800.
- Giampiccolo E., Tiziana T. Regionalization and dependence of coda Q on frequency and lapse time in the seismically active Peloritani region (northeastern Sicily, Italy) // J Seismol. 2018. V. 22. P. 1059–1074. DOI: 10.1007/s10950-018-9750-0
- Gök R., Kaviani A., Matzel E.M., Pasyanos M.E., Mayeda K., Yetirmishli G., El-Hussain I., Al-Amri A., Al-Jeri F., Godoladze T., Kalafat D., Sandvol E.A., Walter W. R. Moment Magnitudes of Local/Regional Events from 1D Coda Calibrations in the Broader Middle East Region // Bulletin of the Seismological Society of America. 2016. V. 106 (5). P. 1926–1938. <https://doi.org/10.1785/0120160045>
- Gupta S.C., Teotia S.S., Rai S.S., Gautam N. Coda Q estimates in the Koyna region, India // Pure Appl Geophys. 1998. V. 153. P. 713–731. DOI: 10.1007/s000240050216
- Havskov J., Malone S., McCloug D., Crosson R. (1989) Coda Q for the state of Washington // Bull Seismol SocAm. 1989. V. 79. P. 1024–1038. DOI: 10.1785/BSSA0790041024
- Havskov J., Ottemöller L. Routine processing in earthquake seismology. Springer. 2010. 347 p.
- Havskov J., Sørensen M.B., Vales D., Özyazıcıoğlu M., Sánchez G., Li B. Coda Q in different tectonic areas, influence of processing parameters // Bulletin of the Seismological Society of America. 2016. V. 106(3). P. 956–970. DOI: 10.1785/0120150359
- Havskov J., Voss P.H., Ottemöller L. Seismological observatory software: 30 Yr of SEISAN // Seismological Research Letters. 2020. V. 91(3). P. 1846–1852. DOI: 10.1785/0220190313
- Ibanez J.M., Del Pezzo E., De Miguel F., Herraiz M., Alguacil G., Morales J. Depth-dependent seismic attenuation in the Granada zone (southern Spain) // Bull Seism Soc Am. 1990. V. 80. P. 1232–1244. DOI: 10.1785/BSSA0800051232
- Ismail-Zadeh A., Adamia Sh., Chabukiani A., Chelidze T., Cloetingh S., Floyd M., Gorshkov A., Gvishiani A., Ismail-Zadeh T., Mikhail K., Kaban M.K., Kadirov F., Karapetyan J., Kangarli T., Kiria J., Koulakov I., Mosar J., Mumladze T., Muller B., Sadradze N., Safarov R., Schilling F., Soloviev A. Geodynamics, seismicity, and seismic hazards of the Caucasus // Earth-Science Reviews. 2020. V. 207. P. 103222. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103222>
- Kaban M.K., Petrunin A.G., El Khrepy S., Al-Arifi N. Diverse Continental Subduction Scenarios Along the Arabia-Eurasia Collision Zone // Geophysical Research Letters. 2018. V. 45. № 14. P. 6898–6906. DOI: <http://doi.org/10.1029/2018GL078074>
- Kanamori H. The energy release in great earthquakes // J. Geophys. Res. 1977. V. 82. № 20. P. 2981–2987.

- Koulakov I., Zabelina I., Amanatashvili I., Meskhia V. Nature of orogenesis and volcanism in the Caucasus region based on results of regional tomography // *Solid Earth*. 2012. V. 3. P. 327–337. <https://doi.org/10.5194/se-3-327-2012>
- Mayeda K., Koyanagi S., Aki K. Site amplification from S-wave coda in the Long Valley Caldera region, California // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 1991. V. 81. № 6. P. 2194–2213.
- Milyukov V.K., Mironov A.P., Rogozhin E.A., Steblou G.M. Velocities of contemporary movements of the Northern Caucasus estimated from GPS observations // *Geotectonics*. 2015. V. 49(3). P. 210–218. <https://doi.org/10.1134/S0016852115030036>
- Pezzo D.E., Ibanez J.M. Seismic Coda-Waves Imaging Based on Sensitivity Kernels Calculated Using an Heuristic Approach // *Geosciences*. 2020. V. 10. P. 304. <http://dx.doi.org/10.3390/geosciences10080304>
- Philip H., Cisternas A., Gvishiani A., Gorshkov A. The Caucasus: an actual example of the initial stages of continental collision // *Tectonophysics*. 1989. V. 161 (1–2). P. 1–21. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(89\)90297-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(89)90297-7)
- Puller J.J. Attenuation of coda waves in New England // *Bulletin of the seismological society of America*. 1984. V. 74 (4). P. 1149–1166. DOI: 10.1785/BSSA0740041149
- Rogozhin E.A., Gorbatikov A.V., Stepanova M.Yu., Khara-zova Yu.V., Sysolin A.I., Andreeva N.V., Pogrebchenko V.V., Chervinchuk S.Yu., Chen Jie Liu Jiao, Ovsyuchenko A.N., Lar'kov A.S. Deep Structure of the Northwestern Termination of the Caucasus from New Geological and Geophysical Data // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. 2020. V. 56. № 6. P. 772–788. <https://doi.org/10.1134/S1069351320060075>
- Sato H., Fehler M.C., Maeda T. Seismic wave propagation and scattering in the heterogeneous earth. Springer Science & Business Media. 2012.
- Shapiro N.M., Campillo M., Margerin L., Singh S.K., and oth. The energy partitioning and the diffusive character of the seismic coda // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 2020. V. 90. № 3.
- The Global Centroid-Moment-Tensor (CMT). Global CMT Catalog Search [Site]. <https://www.globalcmt.org/CMTsearch.html> (дата обращения 30.10.2022).
- Xie J., Nuttli O. Interpretation of high-frequency coda at large distance: stochastic modeling and method of inversion // *Geophys. J.* 1988. V. 95. P. 579–595.
- Zvereva A.S., Havskov J., Gabsatarova I.P. Regional variation of coda Q in Northwest Caucasus // *J Seismol.* 2023. V. 27. P. 363–384. DOI: <https://doi.org/10.1007/s10950-023-10154-8>

Coda Q in the Geophysical Medium of the Northeast Caucasus

A. S. Zvereva^{a, *}, A. L. Sobissevich^b, and I. P. Gabsatarova^c

^aGeophysical Survey, Russian Academy of Sciences, Perm, 614007 Russia

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

^cGeophysical Survey, Russian Academy of Sciences, Obninsk, 249035 Russia

*e-mail: zvereva.as59@gmail.com

Received April 20, 2023

revised June 21, 2023

accepted June 22, 2023

Abstract – For the eastern zone of the North Caucasus, including the Tersko-Caspian trough, the Dagestan wedge and adjacent structures, with the maximum coverage of the data from the Federal network of seismological observations of the Geophysical Survey of the Russian Academy of Sciences (GS RAS), the regional frequency-dependent relations for estimating the seismic Q -factor of the Earth's crust and upper mantle are determined by the coda-wave envelope method. In total, waveforms of 394 crustal earthquakes with source depths from 1 to 42 km and magnitudes from 2.2 to 5.5 are analyzed using the Coda Q module of the SEISAN software package (Havskov et al., 2020). The seismic- Q estimation technique using the single-scattering model is described in detail. Recommendations are given how to practically use the obtained estimates characterizing the wave properties of different-scale volumes of the fault-block geological environment to make attenuation corrections when calculating the source spectral parameters in the eastern zone of the North Caucasus. The results of the study will help to improve the information content of earthquake catalogs, in particular, to fill them with data on the energy characteristics of seismic events (universal values of moment magnitudes, M_w) in the most seismically active regions of the Russian Federation.

Keywords: Coda Q, coda waves; sources spectral parameters of large earthquakes, scalar seismic moment, moment magnitude

УДК 550.34

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 29 ИЮНЯ/12 ИЮЛЯ 1900 г. В ВОСТОЧНОЙ АНАТОЛИИ (ТУРЦИЯ) НА ОСНОВАНИИ СВЕДЕНИЙ В ПЕРИОДИЧЕСКОЙ ПЕЧАТИ РОССИЙСКОЙ ИМПЕРИИ

© 2024 г. Р. Э. Татевосян^{1, *}, Н. Г. Мокрушина^{1, **}

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

*E-mail: ruben@ifz.ru

**E-mail: nina305@inbox.ru

Поступила в редакцию 12.07.2023 г.

После доработки 17.07.2023 г.

Принята к публикации 18.07.2023 г.

Это вторая статья авторов по исследованию землетрясений в Восточной Анатолии на основании сведений в периодической печати Российской Империи. Планомерно просматривались все газеты на армянском, грузинском и русском языках. В итоге впервые собраны сведения о макросейсмическом эффекте землетрясения 29 июня/12 июля 1900 г. в 14 населенных пунктах. По этим данным определены положение эпицентра и магнитуда землетрясения. Макросейсмическая магнитуда 5.9 в точности совпала с инструментальной, опубликованной в работе [Ambraseys, Finkel, 1987], положение эпицентра различается на 25 км. Определение положения эпицентра в настоящей статье представляется более обоснованным, поскольку использованы только оригинальные описания макросейсмического эффекта.

Ключевые слова: макросейсмика, исторические землетрясения, сейсмичность Восточной Анатолии.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0002333724010102>, **EDN:** EBYRJI

ВВЕДЕНИЕ

Каталог землетрясений, как документальное описание сейсмичности не сводится просто к набору параметров землетрясений, включенных в него. Есть некоторые важнейшие характеристики каталога, которые не имеют смысла для отдельного землетрясения. Например, такая характеристика, как представительная магнитуда или порог представительности. Это магнитуда, начиная с которой сведения о сейсмических событиях представлены в каталоге без пропусков. Как правило, этот порог не остается неизменным на длительных промежутках времени, в целом понижаясь с развитием сейсмических сетей, если речь идет об инструментальной регистрации землетрясений. Развитие инструментальных сетей приводит к тому, что в каталоги включаются параметры все более слабых сейсмических событий. Такая же тенденция наблюдается и в каталогах исторических землетрясений, в основе которых лежат макросейсмические сведения.

Однако с каталогами исторических землетрясений вопрос с определением представительной магнитуды много сложнее. В результате исторических изменений территории переходят от одного государства к другому, меняется их роль в экономической и культурной жизни страны. Все это приводит к тому, что обеспечить однородность каталога исторических землетрясений практически невозможно, их полнота в отдельные периоды времени может существенно меняться. Часто такое происходит в пограничных регионах, которые неоднократно на протяжении своей истории переходили из рук в руки. Существует также проблема трансграничных землетрясений¹. Например, землетрясение Лурой 1819 г., эпицентр которого располагался в Норвегии, ощущалось в Норвегии, Дании, Швеции, Финляндии и России [Mäntyniemi et al., 2020]. Опираясь на информацию, доступную только

¹ В англоязычной литературе ввели специальный термин *cross-border earthquakes*

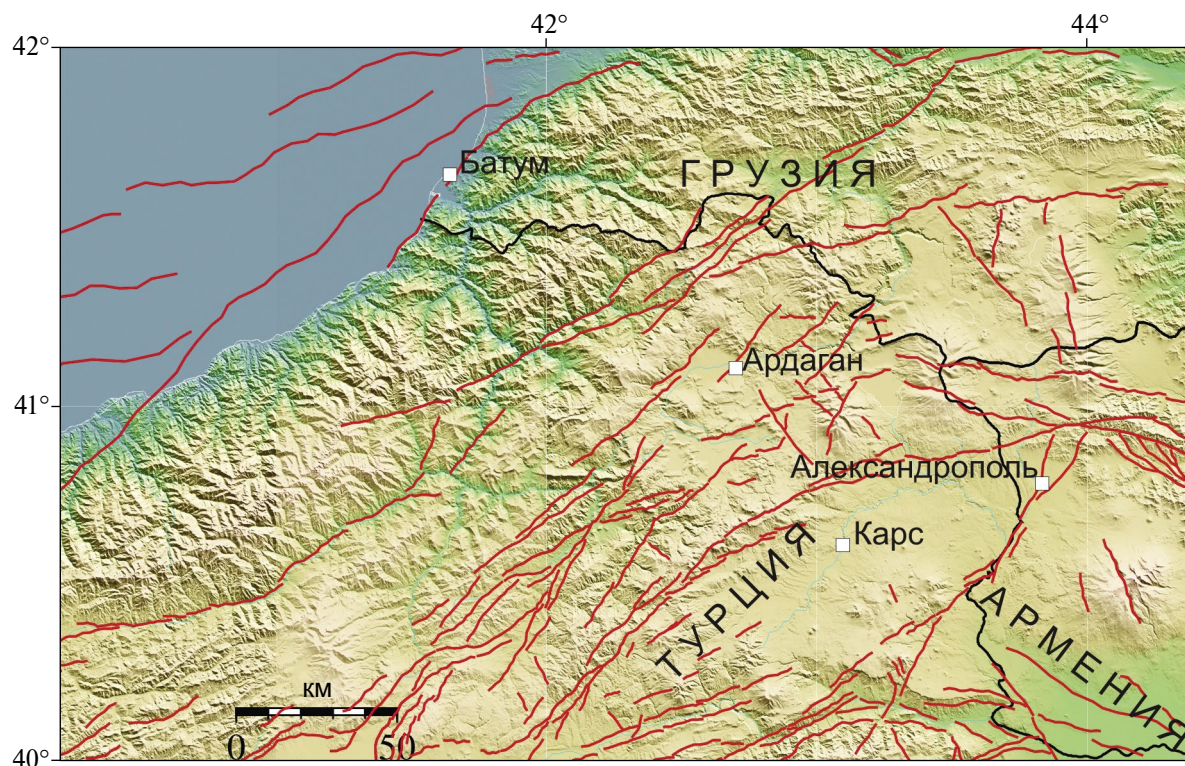


Рис. 1. Современная пограничная область Турция–Грузия–Армения. Активные разломы показаны согласно работе [Бачманов и др., 2017]. Названия городов приведены как в 1900 г.

в одной из этих стран, нельзя получить полное представление о макросейсмических эффектах землетрясения, правильно оценить положение эпицентра и магнитуду.

На рис. 1 показана пограничная область современной Турции, Армении и Грузии. Заметим, что активные разломы пересекают границы, пренебрегая государственной принадлежностью территорий. Эти границы существуют с 1991 г. Когда создавался фундаментальный труд “Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г.” [Кондорская, Шебалин, 1977], дополненный затем до 1988 г. [Shebalin, Leydecker, 1997], существовала только одна граница — между Турцией и СССР (Грузия и Армения входили в состав СССР). Несмотря на то, что часть территории выходила за границы СССР, при создании каталога [Кондорская, Шебалин, 1977] рассматривались землетрясения в рамках рис. 1. Авторы исходили из того, что полноценное понимание сейсмотектоники региона не может быть достигнуто без изучения пограничных районов. Сейсмичность региона изучалась также в рамках международных проектов [Shebalin, Tatevossian,

1997], который также полностью включал территорию в рамках рис. 1.

Был период времени, когда вся территория в рамках рис. 1 входила в состав одной страны — Российской Империи (1878–1917 гг.) (рис. 2). События, происходившие в регионе, в том числе землетрясения, освещались в газетах, издававшихся в России на разных языках: армянском, грузинском, русском. Их использование дает возможность обеспечить однородность исходной информации о сейсмических событиях района в 1878–1917 гг. Оригинальные газетные описания все еще могут существенно улучшить полноту исходных данных и качество определения параметров исторических землетрясений.

Цель — составить по возможности более полную коллекцию исходных данных о землетрясениях в Восточной Анатолии на основании планомерного поиска сообщений в местных и центральных газетах на русском, грузинском и армянском языках.

Первым результатом стало уточнение параметров землетрясения 11/23 сентября² 1888 г.

² Здесь и далее даты даны по старому и новому стилю через косую черту.

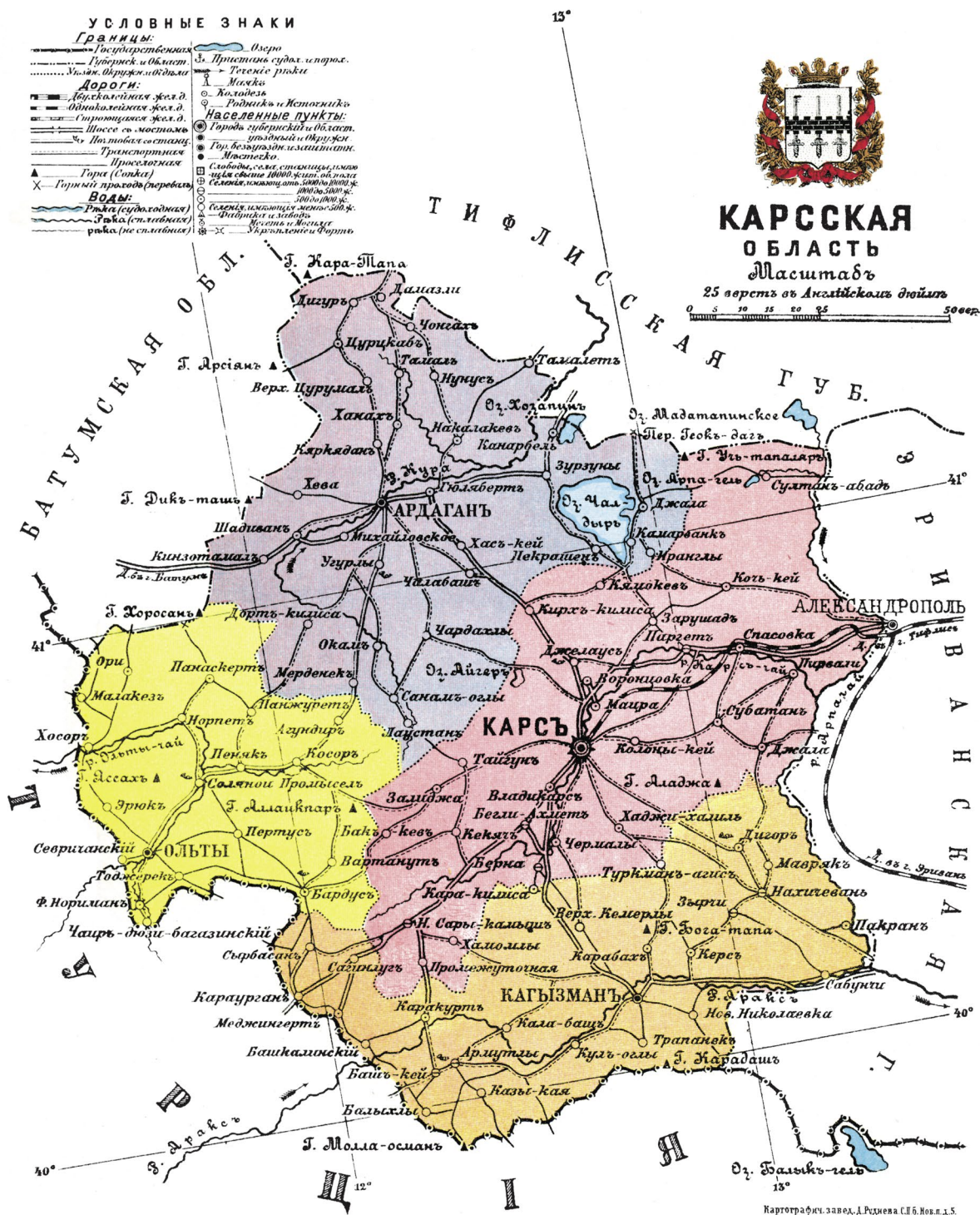


Рис. 2. Административная карта Карсской области. Отпечатано в картографическом заведении Д.М. Руднева в Санкт-Петербурге. II. Азиатская Россия. XV. Кавказский край — Карсская область // Россия. Географическое описание Российской Империи по губерниям и областям с географическими картами. Санкт-Петербург: Типография "Бережливость", 1913. [https://ru.wikipedia.org/wiki/Карсская область](https://ru.wikipedia.org/wiki/Карсская_область)³

³ На карте за нулевой принят меридиан Пулковской обсерватории.

[Татевосян и др., 2023]. В настоящей статье представлены результаты исследования землетрясения 29 июня/12 июля 1900 г. Для достижения цели мы планируем продолжить исследования.

МЕТОД

Исследования по исторической сейсмичности могут быть организованы двумя основными способами. Первый — это составить список событий на основании какого-либо авторитетного параметрического каталога. Далее, проверяя ссылки каталога, и, по возможности, привлекая новые источники информации, уточнить, либо подтвердить параметры землетрясений из списка. Это наименее трудоемкий способ, но он не дает гарантии полноты каталога, который получится в итоге. Если землетрясение по какой-либо причине было пропущено в опорном каталоге и не вошло в список, то оно в итоговом списке не появится. Второй — на основании анализа библиотечных указателей создать список источников информации и планомерно искать в них сообщения о сейсмических событиях, не привязываясь ни к какому исходному списку землетрясений. Это намного более трудоемкий путь, но он позволяет обеспечить большую полноту каталога. В настоящем исследовании мы следовали этому методу.

Ниже приведена краткая характеристика региональных источников информации.

В Тифлисе на русском языке в 1846–1917 гг. (с 1877 г. ежедневно) выпускалась газета “Кавказ”. Она была заявлена как политико-литературный орган, “...предназначенный для распространения в крае полезных сведений и современных известий... для ознакомления России с особенностями жизни, нравов и обычаев племен, населяющих Кавказский край”. Общественно-политическая газета “Тифлисский листок” — выходила ежедневно на русском языке с 1886 по 1916 г. В 1872–1920 гг. в Тифлисе на армянском языке выходила литературно-политическая газета “Мшак” (Труженик), а также ежедневная газета “Нор Дар” (Новый Век) довольно значительным тиражом (до 1500). Первый номер газеты “Нор Дар” вышел 20 декабря 1883 г. На грузинском языке с марта 1877 г. печатается “Иверия” — еженедельное периодическое издание литературно-политического направления.

Литературная и политическая газета “Черноморский вестник” издавалась на русском

в Батуме с 1895 г., с еженедельным бесплатным приложением.

Первая в Северо-Кавказском регионе частная газета “Северный Кавказ” выходила в Ставрополе с 1884 по 1906 гг. на русском языке.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Сведения о землетрясении 29 июня/12 июля 1900 г. сведены в таблицу в хронологическом порядке (табл. 1). Во-первых, это позволяет видеть, как первые краткие сообщения обрастают подробностями, насколько оперативно поступает информация, как долго общественность продолжает волновать тема данного землетрясения, что может служить показателем тяжести катастрофы. Кроме того, в одном и том же сообщении, как правило, упоминаются несколько населенных пунктов. Если организовать таблицу по пунктам, пришлось бы растаскивать одно и то же сообщение на части, что затруднило бы в дальнейшем оценку балльности, так как исчез бы общий контекст сообщения.

Идентификация и определение координат населенных пунктов проведены с использованием списков и карт современных землетрясению [Список..., 1910; Дорожная..., 1903; Военно-топографическая..., 1903]; также сверялись с картой [Топографическая..., 1984].

В табл. 2 приведены экспертные оценки интенсивности. При их назначении учитывались не только описания макросейсмического эффекта, но и сведения о домах. Важной характеристикой общей ситуации, является реакция властей (срочное посещение властями пострадавших селений, выделение палаток и т.п.). Знак вопроса рядом с оценкой интенсивности в селении Верхние Кемерлы связан с тем, что нет описания макросейсмического эффекта непосредственно в деревне. Известно только, что “около селения *Верхние-Кемерлы*, на спуске с карсского плато в долину Аракса, наблюдаются значительные осы и оседания почвы”. Знак вопроса стоит также у оценки интенсивности для пункта Каракала. Описание “...замечено было подбрасывание вверх деревянных досок и других предметов” мало пригодно для оценки интенсивности в отсутствии каких-либо сведений о повреждениях или разрушениях, а также реакции людей. В целом сведения Девицкого во многом бесполезны. Судя по детальному описанию погоды, его больше интересовал прогноз землетрясения, чем сами макросейсмические эффекты. Оценки интенсивности сотрясений в пунктах Верхние

Таблица 1. Сведения о макросейсмическом эффекте землетрясения 29 июня/12 июля 1900 г.

Описание	Источник
ТЕЛЕГРАММЫ (от собственного корреспондента) КАРС, 30-го июня. Вчера, утром в селениях Берна, Ага-Дова, Пасли, Игдырь и других ощущалось сильное землетрясение, которым разрушены многие здания. В сел. Берна убито четыре человека и несколько человек ранены. Сотрясения почвы продолжаются.	2-й день Кавказ № 171, 1 июля 1900
ТЕЛЕГРАММЫ Российского Телеграфного Агентства ТИФЛИС, 1-го июля. 29-го июня в Карский области, Карсского округа, в селениях Берна, Ага-Дова, Караклис, Игдырь, Пасли и соседних селениях Кагызманского округа в 9 ч. 14 м. утра разрушены землетрясением церкви и много жилых помещений и хозяйственных построек. В селении Берна убиты 4 человека, 9 ранены, а в Ага-Дова убита девочка. Сотрясения почвы продолжаются, чувствуется запах серы. Жители выведены из селений и расположены вокруг их.	3-й день Правительственный вестник № 149, 2 июля 1900⁴
Из Карса от 30 июня “Кавказу” телеграфирует: Вчера утром в селениях Берна, Ага-Дова, Пасли, Игдырь и других ощущалось сильное землетрясение, которыми разрушены многие здания. В сел. Берна убито четыре человека и несколько человек ранены. Сотрясения почвы продолжаются. Карскою областною администрацией, как сообщают нам из Карса, приняты уже необходимые меры к оказанию помощи пострадавшему от землетрясения населению. Часть жителей размещены в палатках.	3-й день Тифлисский листок № 154, 2 июля 1900
ТЕЛЕГРАММЫ (от собственного корреспондента) КАРС, 1-го июля. Я уже сообщил кратко о последовавшем 29-го июня в некоторых местностях Карский области землетрясения. Вот более подробные сведения об этом ужасном событии. Сильные сотрясения почвы начались в пятницу, 29-го июня, в 9 часов 14 минут утра. Особенно сильны они были в армянском селении Берна и греческом Каракилисах. Бернская церковь дала трещину, в каракилисанской церкви разрушен алтарь. Большая часть зданий в этих селениях совершенно разрушена. Школьное здание в Каракилисах сильно повреждено. В нескольких местах в почве образовались незначительные трещины. В селении Берна убито четыре человека и ранено девять человек. Последним уже оказана необходимая медицинская помощь. Жители селения Берна и Каракилисы были выведены в поле, куда для них выписаны палатки. Землетрясение было также в селениях Агадава и Игдырь, Карсского округа, и в селениях Кагызманского округа, где, хотя многие здания и повреждены, но в незначительной степени. В селении Агадаве убита девочка. Сотрясения почвы все еще продолжаются причем чувствуется запах серы. По получении в Карсе известия о землетрясении, немедленно выехали на место происшествия карсский губернатор генерал-майор Самойлов, его помощник генерал-майор Головков, начальник округа и другие должностные лица, а также врачи. В настоящее время уже назначена комиссия под председательством помощника карсского губернатора генерал-майора Головкова, для выяснения убытков и нужд населения.	4-й день Кавказ № 173, 3 июля 1900
НАМ ПИШУТ ИЗ КАРСА. — 29-го июня здесь произошло землетрясение в юго-западном направлении. Сотрясение было довольно сильное. Армянские деревни Берна и Чермалы, греческое село Каракилиса и курдское село Агадава пострадали от землетрясения. В первых трех деревнях под завалами погибло несколько человек, несколько было ранено, а в Агадаве хотя человеческих жертв не было, поскольку все село было на лето пастбищах; говорят, что все село разрушено. Население в страхе, опасаются нового, более сильного землетрясения.	5-й день Нор-Дар № 123, 4 июля 1900
О землетрясении в гор. Карсе. В четверг, 29-го минувшего июня, в гор. Карсе ощущалось землетрясение. Первое колебание почвы произошло в 9 часов 15 мин. утра, второе повторилось спустя 10 минут, и было значительно сильнее. В старой части города и окрестности цитадели землетрясение было особенно сильно. В этой части города некоторые дома дали трещины. За рекой Карс-Чаем и около железнодорожного вокзала колебание почвы было слабее, едва заметное. Несчастий с людьми не было.	5-й день Карс № 27, 4 июля 1900

⁴ Сообщение продублировано в Русском инвалиде, № 143, 2 июля 1900 и в Московском Листке № 183, 2 июля 1900.

Таблица 1 (продолжение)

Описание	Источник
Землетрясение в Карский области (от нашего корреспондента) Большое бедствие постигло несколько селений Карского и Кагызманского округов, расположенных на возвышенном плато, по тракту из Карса в Кагызман, между восточными отрогами Соганлугского хребта и горою Агадава. 29-го июня, в начале 10 часа утра, когда население принялось за свои обычные дневные занятия, неожиданно последовал настолько сильный толчок от землетрясения, что стоявшие на ногах люди не могли стоять, падали, а здания рушились, придавливая своею тяжестью находившихся в помещении жителей. Охваченные ужасом, жители метались в разные стороны, не зная, что делать, раздирающие душу крики о помощи погибавших под развалинами наполняли воздух, — и только когда подземные толчки немного прекратились, стали спасать из-под камней и обломков придавленных. В результате получилось: в армянском селении Берна и греческом — Каракилиса, расположенных недалеко друг от друга, большинство жилых и хозяйственных зданий обращено в груды камней, а если некоторые капитальные постройки, вроде, недавно отстроенного школьного здания в сел. Берна, и уцелели, то заходить в них положительно рискованно, так как дали по всем направлениям громадные трещины и грозят ежеминутно обрушиться. В сел. Каракилисе греческая каменная церковь не выдержала сотрясений, и алтарная часть совершенно разрушена. За 3—4 часа до землетрясения в ней совершалось церковное богослужение по случаю праздника св. Апостолов Петра и Павла. В сел. Берна разрушившимися от землетрясения постройками убито 4 и ранено 9 человек и убита одна девочка и много мелкого скота в куртинском селении Агадава, в котором также много построек обрушилось. Разрушены колебанием почвы постройки еще в селениях Игдырь, Паслы, Олухлы и Орта-кей, но несчастий с людьми не было. Медицинская помощь пострадавшим была оказана в тот же день выехавшими из Карса врачами. По рассказам бывших на месте происшествия лиц, 29 июня весь день продолжались в той местности в заметной степени содрогание почвы и все население так напугано, что вышло и живет в поле. Почва во многих местах той местности дала порядочные трещины и на поверхности ощущается запах серы. По рассказам гора Агадава тоже дала значительные трещины, а около селения Верхние-Кемерлы, на спуске с карсского плато в долину Аракса, наблюдаются значительные осовы и оседания почвы. В Карсе, расположенном в 25—30 верстах от разрушенных селений, также ощущалось в тот день землетрясение, сопровождавшееся (без гула или шума) двумя вертикальными толчками, с промежутком между ними не более 1 минуты, при чем первый толчок был сильнее второго. Бек	5-й день Черноморский Вестник (Батум) № 148, 4 июля 1900
Мы уже сообщали кратко о последовавшем 29 июня в некоторых местностях Карсской области землетрясении. Вот более подробные сведения об этом ужасном событии в передаче “Кавказа” (далее следует перепечатка сообщения из газеты Кавказ № 173, от 3 июля 1900 без купюр)	5-й день Тифлисский Листок № 155, 4 июля 1900
“Кавказ” опубликовал сведения о землетрясении в Карсской области. (далее следует перепечатка сообщения из газеты Кавказ № 173, от 3 июля 1900)	6-й день Иверия № 143, 5 июля 1900
Из Сарыкамыша. 29-го июня утром в 9 часов произошли два землетрясения. Первое слабое, а второе довольно сильное, так что люди выбежали из домов. Землетрясение длилось одну минуту и никакого вреда не причинило. Движение было от северо-запада на юго-восток. В тот же день в 9 часов 10 минут повреждены следующие деревни: Берна — разрушено 10 домов, пострадали люди обоих полов, но не известно сколько; в греческой Каракилиса пострадали 10 домов, повреждена церковь и только у одного человека сломана нога. Есть еще несколько деревень, которые повреждены, но пока данных нет. Эти села находятся от Сарыкамыша на юго-восток на расстоянии 15 или 20 верст.	7-й день Нор-Дар № 125, 6 июля 1900

Таблица 1 (продолжение)

Описание	Источник
Землетрясение в Карской губернии⁵ (письмо из Карса) В предыдущем письме была возможность сообщить только несколько коротких сведений о землетрясении, имевшем место 29-го июня в селениях Берна, Каракилиса, Игдырь и Ага-Дава, и которое произвело ужасные разрушения, уничтожив в упомянутых селениях все дома и унеся человеческие жертвы. Сейчас же спешу сообщить подробности о землетрясении и нанесенном им вреде. Землетрясение в упомянутых селениях произошло 28 июня, утром ровно в 9 часов 28 минут, в то время, когда крестьяне все были в поле на работах. Сначала после секундного сильного колебания произошел ряд сильных подземных сотрясений, также слышен был очень громкий подземный рев, который повторился дважды. Эти сотрясения были настолько сильны, что даже работавший в поле, крестьянин упал на землю. От сильных сотрясений все дома в упомянутых четырех селениях, без исключения, рухнули друг на друга и в настоящее время представляют собой кучи развалин: даже бревно одного дома воткнулось в другой дом — настолько сильны были сотрясения. В это время работавшие в поле крестьяне обернувшись к селу, увидели плотное облако пыли над деревней и побежали в сторону деревни. И что же: их родные дома представляют собой груды развалин. Как сумасшедшие стали искать: отец сына, сын отца, жена мужа, и когда находили друг друга живыми, обнимались и благословляли Бога, что хотя бы сами остались живы. Пока что в Берна погибли четверо, а в Ага-Дава — один ребенок и около 60–70 голов овец и телят, а в Каракилиса и в Игдыре людских жертв не было. Раненные были только в Берна, числом 10 душ, некоторые в опасном состоянии. Сколь большим везеньем для жителей этих деревень было, что это ужасное бедствие произошло в такое время, когда они все были или в поле, или дома на ногах, и сразу же после первых колебаний выбежали и спаслись. Если бы бедствие случилось ночью, никто в этих селениях не остался бы жив. Такое сильное землетрясение, столько разрушенных домов и столь малое число человеческих жертв — это ведь большое утешение. В этих деревнях до сих пор повторяются подземные толчки, только много слабее. Селяне все спят в поле на открытом воздухе. Местный губернатор 1-го июля лично посетил зону бедствия и обещал выслать палатки, и ждать, пока не поступят новые распоряжения. Сегодня поехали помощник губернатора и гражданские инженеры для выдачи необходимых распоряжений. Пока же селяне, разгребая завалы, пытаются из домов вынести погребенные запасы и имущество. К счастью, время такое, что можно ночевать в чистом поле, животные тоже снаружи. Конечно, ущерб для упомянутых деревень тяжелый, тем более, что несколько лет подряд недород подкосил их, но одно радует — это то, что посевы этого года обещают невиданный урожай, и то, что население Берна богатое. Среди них есть крестьяне обладающие хозяйством до 20–30 тысяч рублей. Следовательно, если будет добрая воля, сами селяне, без помощи извне, будут в состоянии отстроить свои разрушенные дома. Считаю нелишним добавить некоторые сведения об этих деревнях. Все деревни находятся от Карса строго на юг, приблизительно в 20–25 верстах, Ага-Дава на склонах довольно высокой конусообразной горы. Берна армянская деревня, приблизительно в 120 домов, которые все армянской церкви. Дома не старые хижины, а вполне хорошего качества, многие выше среднего. Говорил, что жители Берна довольно состоятельны, благодаря своему трудолюбию, а также почва благоприятная, плодородная. Каракилиса тоже в 120 домов греческого народа; в материальном плане они также не отстают от жителей Берна, дома немного уступают по сравнению с домами жителей Берна. В Игдыре около 40 домов кочевников — грязные развалюхи и бедный скраб. Для них это бедствие будет иметь разрушительные последствия, если не поспешит помощь извне. Ага-Дава курдское поселение приблизительно в 30 домов. Бродяги, живущие в основном за счет других, что характерно для курдского населения. Это бедствие для них особого значения не имеет. Ерванд Амамчян	7-й день Мшак № 124, 6 июля 1900

⁵ В настоящей статье все переводы с армянского сделаны носителем языка.

Таблица 1 (продолжение)

Описание	Источник
Землетрясение в деревнях Берна, Каракилис, Игдырь и Ага-Дава произошло, — как сообщает карсский корреспондент “Мшака”, — в 9 час. 28 мин. утра 29 июня, как раз в то время, когда крестьяне находились на полевых работах. После сильного, продолжавшегося с секунду, колебания почвы послышалось несколько продолжительных подземных ударов, а затем и довольно сильный гул, который повторился два раза. Удары были настолько сильны, что один из работавших на поле крестьян упал на землю. От этих подземных ударов все без исключения дома, поименованных выше деревень, обратились в груды развалин. Работающие на полях крестьяне, оправившись после испуга, заметили со стороны деревень облака пыли, принятый ими за дым, и бросились к деревням, где их глазам представилась ужасная картина полного разрушения. Обезумев от страха, они стали разыскивать своих родных и родственников, оставшихся дома, и когда находили их живыми, бросались в объятия друг друга... Число человеческих жертв: в Берне четыре, а в деревне Ага-Дава погибли один ребенок и 60–70 голов скота. В Каракилисе и в Игдыре человеческих жертв не было. В Берне, кроме того, раненых насчитывают 10 человек. Во всех четырех деревнях сотрясение почвы и подземные удары через некоторые промежутки, время от времени, повторяются, но в более слабой степени. Карсский военный губернатор 1-го июля лично отправился на место бедствия и обещал прислать палатки. Туда же выехал помощник губернатора и городские инженеры. Раскопки пока производят сами крестьяне. Убытки, причиненные бедствием, — громадны и, конечно, сильно отразится на крестьянском благополучии, тем более что население этой местности еще не успело оправиться от прошлогодних неурожаяв.	8-й день Тифлисский Листок № 158, 7 июля 1900
С корректной ссылкой на газету “Карс” дословно перепечатана заметка от 4 июля	9-й день Кавказ № 178, 8 июля 1900
ПИСЬМО ИЗ КАРСА 10 июля Правительство раздало палатки в селах, пострадавших от землетрясения, на время, пока вопрос со строениями будет отрегулирован и будут построены дома. Конечно, в настоящее время, это средство является некоторым удобством, но надо иметь в виду, что (селение) не находится в теплом климате, чтобы длительное время жить в палатках, особенно в окрестностях горы Агадагава. Насколько это возможно, надо как можно скорее отрегулировать вопрос с домами, потому что максимум через три месяца более невозможно будет оставаться в палатках, и это может привести к не меньшим бедам, чем само землетрясение. 	14-й день Мшак № 129, 13 июля 1900
Карс. Вечером, 29 июня, между 9–10 часами, в горной части города было 2 довольно сильных подземных толчка, из которых один произошел в 9 ч. 15 м.; а другой в 9 ч. 20 м. Толчки эти были настолько сильны, что висячие лампы зашатались, посуда в шкафах зазвенела и жители, опасаясь катастрофы, выбежали из своих жилищ. По городу Карсу толчки эти распространились крайне неравномерно; в разных частях города толчки имели разную силу. Но в общем землетрясение в городе ощущалось слабо и особых убытков не причинило; только в некоторых старых турецких постройках потрескались стены; человеческих жертв не было. Сотрясения почвы ни в этот, ни в следующие дни не повторялись.	14-й день Северный Кавказ (Ставрополь) № 83, 13 июля 1900

Таблица 1 (продолжение)

Описание	Источник
В тот же день вечером было получено известие о том, что землетрясение разрушило 4 села, расположенных к югу от Карса, по долине реки Карс-Чая и отстоящих от города на расстоянии 31–36 верст. Селения эти (Берна, Караклиса, Агадава и Игдырь) лежат друг от друга на расстоянии 2–6 верст. Первое колебание почвы в Берна наблюдалось в 9 ч. 14 м., следовательно одной минутой раньше, чем в Карсе. Колебание почвы в течение 29 и 30 июня повторялись раз 14, при этом первые толчки были весьма сильны и из источников, из которых жители пользуются водой, вода выбрасывалась фонтаном, смешанная с грязью, после чего по заявлению жителей, в южной части селения державшийся несколько часов. В сел. Караклисе после первого подземного толчка вода в роднике исчезла и появилась только 4 часа спустя. По словам некоторых, из недр этого источника по извержению воды, вырвался огненный столб. Наиболее пострадали от землетрясения селения Берна, Караклиса и Агадава. В этих селениях большая часть домов разрушена до основания, а другая часть настолько, что жизнь в них является опасной и невозможной. В сел. Караклисы обрушилась одна стена церкви, а в сел. Берна западная стена церкви дала в некоторых местах сквозные трещины; внутри ее местами обвалилась штукатурка. В первых двух селениях были несчастные случаи с людьми. В Берна трое мужчин и одна женщина задавлены развалившимися домами на смерть, четверо получили более или менее тяжелые разорванные раны мягких покровов и пятеро отделались легкими ушибами. В сел. Караклисе был задавлен только один человек. Между пострадавшим больше детей, чем взрослых. Незначительное сравнительно число человеческих жертв, при полной картине разрушения, представившейся нашим глазам, объясняют, по крайней мере, в сел. Берна, тем, что неподалеку от этого селения имеется особенно почитаемый армянский храм, в который в этот день отправились на богомолье почти все жители. Печальную картину представляет с одной стороны полное разрушение жилищ, с другой — наскоро устроенное из арб, циновок и ковров шалаши, наполненные обездоленными судьбой обывателями. Тяжесть положения их усиливается еще тем, что днем стоят страшные жары, доходящие до 40°, а ночью — страшный холод, чуть не мороз. 15 семейств лишились не только крова, но и всего своего имущества: одежды, домашней утвари, съестных припасов и пр.; все это погребено под развалинами и беднякам не из чего сделать шалаша. Окрестные жители отнеслись, по неизвестной мне причине, весьма индифферентно к бедствию своих сограждан. Очень многие из них являлись посмотреть печальную картину, произведенную землетрясением, и выразить пострадавшим свое соболезнование, но ни один из них не принес даже небольшого куска хлеба. Получивши около 10 ч вечера донесение о случившемся несчастье, карсский военный губернатор в 5 ч утра на другой день выехал на место катастрофы и лично осматривал все пострадавшие селения. Сделаны соответствующие распоряжения как для облегчения участи несчастных, разоренных судьбою, бедняков, так и для приведения в известность убытков, причиненных землетрясением.	
ИЗ КАРСА нам пишут: “В пострадавших деревнях землетрясение повторилось и сильно напугало жителей. Говорят, что из Тифлиса прибыл специальный уполномоченный и лично осмотрел пострадавшие места”.	16-й день Мшак № 131, 15 июля 1900
ПИСЬМО ИЗ КАРСА 11 июля Только-только успокоились после ужасных последствий бедствия в Ахалкалаки⁶, как случилось такое же бедствие, с такими же проявлениями, но с меньшим ущербом...	20-й день Мшак № 132, 19 июля 1900

⁶ Детальное описание землетрясения приведено в работе [Мушкетов, 1903], анализ — в [Tatevossian et al., 1997].

Таблица 1 (продолжение)

Описание	Источник
Сведения о землетрясении в Карсском и Кагызманском округах 1. В Карсском округе В сел. Каракала перед наступлением землетрясения в природе не было замечено особенных явлений: бури, грозы и ветра; напротив, погода была ясная. Землетрясение случилось 29 июня, в 9½ час. утра. Для точного определения времени землетрясения часы были проверены по городским. Землетрясение было наблюдаемо в одно-этажном каменном доме. Сотрясений было несколько, но через какие промежутки — определить было трудно. Удар был слышен снизу вверх, потому что первою начала греметь крыша, как будто по ней проехал экипаж, и замечено было подбрасывание вверх деревянных досок и других предметов. После первого удара вверх последовало сотрясение земли и всех предметов; замечено было, что , что землетрясение идет с севера на юг. Первый удар продолжался около минуты, а сотрясения только несколько секунд, которое точно определить было трудно. Землетрясение сопровождалось подземным гулом и шумом. Легкое сотрясени земли тоже, тоже сопровождаемое подземным гулом, чувтсвовалось и 3-го июля, перед разсветом, и в тот же день в 12 час. Как первое, так и последующие сотрясения никаких разрушительных последствий в селении не оставили. В сел. Бегли-Ахмед перед землетрясением никаких особенных явлений замечено не было; животные и люди безпокоиства и нервного состояния не ощущали. Землетрясение было в четверг, 29-го июня, в 9 час. 25 мин. утра, по часам, раньше сверенным с крепостными часами гор. Карса, во время которого наблюдатель был, по делам службы, у старшины селения и находился в его простой деревенской хате. Сотрясений было два и следовали друг за другом в промежутке нескольких секунд. Оба они были волнообразны, только последнее настолько, что даже закачалась висевшая в комнате лампа. Оба сотрясения имели одинаковый характер. Сотрясение пришло с северо-востока, но куда направилось — наблюдатель в испуге не заметил; оно продолжалось в оба раза не более не более двух минут с предшествующим перед этим, без всякого промежутка времени, подземным гулом, похожим на гул от едущего по мостовой экипажа. На животных землетрясение не произвело никакого действия, люди же так переполошились, что моментально повыбежали из комнат на двор и оставались там до следующего дня. Последствий землетрясения в зданиях и природе не произошло никаких. Почва места наблюдения состоит из чернозема с примесью незначительного количества глины и довольно плотная. Пещер по близости нет, но большинство построек в селении состоят из землянок-нор, едва заметных вблизи, с одним отверстием для дыма и дверью, выходящую на поверхность земли. Землетрясение, по заявлению некоторых сведующих лиц из жителей, повторилось лет приблизительно через 9 и хотя говорят, что первое было гораздо сильнее настоящего, однако подробностей его припомнить не могут; утверждают только, что последствий землетрясения в зданиях и природе тогда, также как и теперь, не произошло никаких. В сел. Берна перед наступлением землетрясения вода в колодцах приняла рыже-красный цвет и поднялась вверх приблизительно аршина на 1½; животные, бывшие в поле, переполошились и разбежались в разные стороны; на народ напало какое-то тоскливое и крайне беспокойное состояние, причем большинство людей предчувствовало что-то нехорошее. Первый удар чувствовался в четверг, 29-го июня, в 9 час. 25 мин. утра по часам, раньше сверенным с крепостными часами гор. Карса. Во время землетрясения один из наблюдателей был возле родника, на расстоянии полуверсты от села, по собственным делам, а другой в простой деревенской хате, оба без определенного занятия. Сотрясений 29-го июня было 3: первое было в 9 час. 22 мин. утра, второе через 5 минут и третье через час. Первый удар шел снизу вверх и был слабый, второй волнообразный, очень сильный и разрушительный, а третий еле заметный.	33-й день Карс № 31, 1 авг. 1900

Таблица 1 (продолжение)

Описание	Источник
По заявлению наблюдателя, бывшего в хате, во время первого сотрясения некоторые домашнего употребления вещи слабо были подброшены вверх. Сотрясение пришло с северо-востока и направилось к юго-западу, причем все висящие предметы покачнулись по тому же направлению. Первое сотрясение продолжалось около двух секунд; сила его по десятибалльной шкале Росси-Фореля, равняется IV, второе сотрясение продолжалось около 15–20 секунд, сила которого равняется IX, а третье сотрясение продолжалось около одной секунды и сила его равняется III. Землетрясение сопровождалось подземным грохотом, который последовал перед землетрясением. Сотрясение от подземного грохота отделялось в промежутках двух секунд. Во время землетрясения река сильно волновалась, и вода на $\frac{1}{2}$ аршина залила левый берег реки, а правый был залит сажени на 2–3. (Река течет с северо-запада на восток.) Последствием второго сотрясения были разрушения отдельных частей зданий и целых построек. Стены большей частью падали на юго-запад и на северо-восток, в каком бы направлении не стояли. Каменные постройки потерпели наисильнейшее разрушение. Вода в колодцах поднялась вверх аршина на $1\frac{1}{2}$, но постепенно приблизилась к прежнему уровню. Почва в данной местности состоит из рыхлых наносных отложений. По близости пещер нет. Разрушение было сильнее на рыхлой почве. Лет 9 тому назад было в данной местности слабое землетрясение, о котором не сохранилось никаких сведений. В сел. Кара-Килиса перед наступлением землетрясения был небольшой ветер, вода в родниках помутилась и с быстротой поднялась до двух саженой вверх, так же быстро опустилась и как бы сильно закипела; люди и животные беспокойства и нервного состояния не ощущали. Землетрясение произошло в 9 час. утра по часам, раньше сверенным с крепостными часами гор. Карса, во время которого наблюдатель находился на открытом месте без дела. Сотрясений было самых сильных и разрушительных два и следовали друг за другом в промежутке 2–3 мин. и довольно слабых, еле заметных, четыре, следовавших друг за другом в промежутках 1–2 часа. Первые были в виде толчка и шли снизу вверх с такой силой, что все предметы в домах подбрасывались вверх и моментально разрушались, а все последующие были волнообразны, в виде легкого трепетания. Сотрясение прошло с северо-востока, направилось к юго-западу и продолжалось каждое из первых двух по одной минуте, а каждое из четырех последующих по несколько секунд. Землетрясение происходило с сильным подземным гулом и навело такую панику на людей и животных, что в первое время все чувствовали себя в состоянии умопомешательства. Последствия землетрясения: большая часть построек совсем разрушена, меньшая полуразрушена и сильно попорчена оставшаяся. При разрушительном сотрясении камни из стен внутри зданий сыпались на юго-запад от горизонтально получившихся от первого толчка трещин, а снаружи они рассыпались в разные стороны. Обвалов, оползней, а также трещин в земле не замечено, но из горы старой крепости, у подошвы которой находится селение, во время разрушительного сотрясения послышался гул, равный силе пушечного выстрела, оторвало несколько камней и с быстротою сбросило вниз, затем из самой вершины показался дым или пыль, и гора сильно потряслась с северо-востока на юго-запад. Несчастий с людьми и животными не случилось. Почва места наблюдения состоит из рыхлых наносных отложений и легко поддающаяся разрушению. Пещер по близости нет, но большинство построек селения состоит из землянок-пещер. По 3-е июля землетрясение повторялось каждый день и ночь не менее 3–4 раз и хотя непродолжительно, до 10–15 секунд, и не так сильно, а все-таки разрушение полуразрушенных и попорченных построек продолжалось. Девицкий⁷ (окончание в следующем №)	

⁷ В.И. Девицкий – Инспектор народных училищ Карсской области.

Таблица 1 (продолжение)

Описание	Источник
Сведения о землетрясении в Карсском и Кагызманском округах 1. В Карсском округе В сел. Ага-Дава, минут за 5–10 до наступления землетрясения, вода в роднике приняла бледно-красный цвет; стадо, загнанное к этому времени в селение, разбежалось в беспорядке в разные стороны; с северо-востока на юго-запад пронесся легкий ветер, а за ним мгновенно промчался вихрь; из родника начала выходить грязь, которая по цвету походила на деготь; народ был в недоумении. Первый удар чувствовался в четверг, 29-го июня, в 9 час. 20 мин. утра, по часам сверенным за неделю с крепостными часами гор. Карса. Во время землетрясения двое из наблюдателей были в простой хате, третий был за селом, а четвертый около родника; первые три были без всякого определенного занятия, а последний черпал из родника дегтевидную грязь, думая очистить родник от этой грязи. Сотрясений в этот день было пять, причем первое произошло в 9 час. 20 мин. второе через 2–3 минуты, третье через час, четвертое через 2½ часа после третьего и пятое через 4 часа после четвертого. Первый удар шел снизу вверх и был довольно слабый; некоторые предметы были подброшены вверх на довольно значительную высоту; второй удар был волнообразный, очень сильный и разрушительный, а три последние удара еле заметные. Сотрясение пришло с северо-востока и направилось к юго-западу; все висящие предметы качались по тому же направлению. Первое сотрясение продолжалось около 2–3 секунд; сила его, по десятибалльной шкале Росси-Форея, равняется V, второе наисильнейшее и разрушительное сотрясение продолжалось около 20–30 секунд; сила его равняется IX; последние три сотрясения продолжались по секунде каждое; сила каждого сотрясения равняется III. Землетрясение сопровождалось подземным грохотом, который последовал перед землетрясением; подземный грохот был слышен и во время землетрясения. Сотрясение от предшествовавшего подземного грохота отделялось в промежутке 1–2 секунд. Во время второго наисильнейшего удара все постройки в данной местности обрушились, причем стены большей частью падали на северо-восток и в особенности на юго-запад, в каком бы направлении не стояли. Наисильнейшее разрушение потерпели каменные постройки. Как град падали камни с горы, стоящей рядом с селением. Особых трещин в земле не было, но в некоторых домах образовались незначительные трещины, из которых в первое время выходил слабый пар; уровень воды в родниках не изменен, но качество воды в них совершенно изменилось; вода приняла бледно-красный цвет с особым глинистым запахом. Почва в данной местности состоит рыхлых наносных отложений и из смеси глины с крупным песком. Поблизости пещер нет. На рыхлой почве разрушение было сильнее. Лет 19 тому назад в данной местности было подобного рода землетрясение, о котором не сохранилось никаких сведений. В Сарыкамыше, в 9 часов утра, почувствовался первый удар и спустя минуты две последовал другой; в оба раза колебание было волнообразное и весьма слабое, так что заметили его очень немногие. Направление было с северо-запада к юго-востоку. Силу удара можно причислить ко второму разряду десятибалльной шкалы Росси-Форея. II. В Кагызманском округе В сел. Олухлы перед наступлением землетрясения никаких особенных явлений замечено не было; животные и люди беспокойства и нервного возбуждения не ощущали. Землетрясение было в четверг, 29-го июня, в 9 час. 12 мин утра, по местному времени ни с какими другими часами не сверенному, во время которого наблюдатель был в комнате одноэтажного здания. Сотрясений было два и следовали они друг за другом через ½ минуты. Оба они были волнообразны, только последнее настолько сильно, что посуда, бывшая в шкапе, зазвенела и растворенные двери зашатались. Сотрясение пришло с северо-востока, но куда направлялось — наблюдатель не мог заметить и продолжалось в оба раза 25 секунд без всякого подземного гула. На животных землетрясение не произвело никакого действия, люди же переполошились, повыбежали из своего жилья на двор и оставались там до следующего дня.	40-ой день Карс № 32, 8 августа 1900

Таблица 1 (окончание)

Описание	Источник
Последствий от землетрясения в зданиях и природе не произошло никаких. Почва места наблюдения состоит из чернозема с примесью незначительного количества песка и довольно плотная. Землетрясение, по заявлению старшины селения, повторилось приблизительно через 9 лет, хотя подробностей его он припомнить не может, однако утверждает, что оно было слабее. Последствий землетрясения в зданиях и природе тогда, также как и теперь, не произошло никаких. В сел. Каракурте погода перед землетрясением была тихая; явлений, как напр. Колебаний барометра, помутнения воды в колодцах, беспокойства животных и пр. замечено не было. Удар был 29-го июня утром, около 10 час., и вторично того же числа по прошествии 10–12 мин., был слышен опять. Наблюдатель находился в доме, в нижнем этаже, и во время толчка стругал доску, а затем машинально выскочил на открытое место. Всех сотрясений было два; второе повторилось через 10–12 минут после первого. Землетрясение было в виде короткого удара; качаний и подбрасываний предметов на открытых местах не замечено. Висящих предметов в наблюдаемом месте не было; карманные часы, лежавшие на столе, не остановились. Первый удар был сильнее второго и продолжался приблизительно 1–2 секунды. Землетрясение ни гулом, ни шумом ни другим подобным характером не сопровождалось, а было ошущено отдельными ударами. Действия, происшедшего от землетрясения, в виде паники, испуга, волнения, возбужденности на людях и животных не было. Наблюдавший машинально выскочил из каменного здания, но боязни и особого волнения не ощутил. Серьезных последствий (трещин, разрушений зданий) в описываемой местности не было. Почва здесь каменистая; пещер поблизости нет. Повторяемых землетрясений в течение долгого времени не было. Девицкий	

Таблица 2. Интенсивность сотрясений в населенных пунктах

	Пункты	С.ш., град	В.д., град	I, MSK64
1	Берна (Шехитлер)	40.415	42.916	7–8
2	Каракилиса	40.390	42.905	7–8
3	Чермалы (Черме)	40.444	42.996	7–8
4	Ага-Дава	40.379	42.979	7–8
5	Пасли	40.285	42.959	7
6	Орта-кей	40.283	42.919	7
7	Игдырь	40.434	42.911	7
8	Олухлы (Олуклу)	40.307	42.887	7
9	Верхние Кемерлы	40.280	43.017	6 (?)
10	Каракала	40.474	43.145	6 (?)
11	Карс	40.607	43.093	5
12	Беглы-Ахмед	40.487	42.903	5
13	Каракурт	40.168	42.609	4–5
14	Сарыкамыш	40.338	42.573	4–5

Интенсивность, записанную через “–”, например, 7–8, следует читать, как либо 7, либо 8, невозможно оценить точнее.

Таблица 3. Параметры землетрясения по определениям настоящей статьи и по работе [Ambraseys, Finkel, 1987]

Источник	С.ш., град	В.д., град	<i>H</i> , км	<i>I</i> ₀ , MSK64	<i>M</i>
Ambraseys, Finkel, 1987	40.28	43.06		8	5.9
Настоящая статья	40.35	43.33	10	7–8 ⁸	5.9

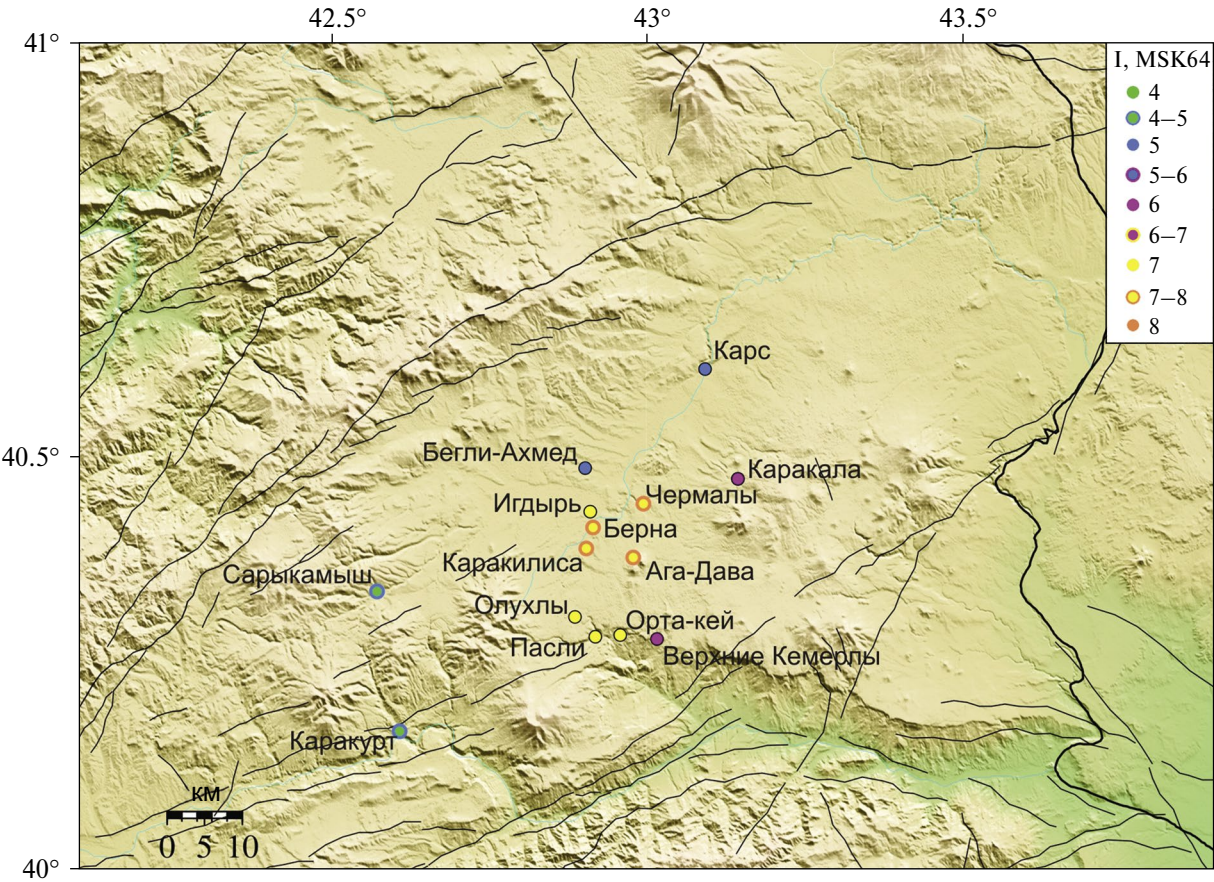


Рис. 3. Карта пункты – баллы землетрясения 29 июня/12 июля 1900 г.

Камерлы и Каракала не учитывались при определении параметров землетрясения.

Карта пункты – баллы показана на рис. 3.

Параметры землетрясения. Для определения параметров землетрясения использован метод колец [Mäntyniemi et al., 2017], основанный на уравнении макросейсмического поля [Шебалин, 1974]. Метод описан также в ряде более поздних публикаций на русском языке [Мокрушина

и др., 2020; Татевосян и др., 2023]. Для значений интенсивностей в населенных пунктах, приведенных в табл. 2, были испытаны пробные магнитуды в интервале от 5.5 до 6.5 с шагом 0.1. Для магнитуд 6.0 и выше пересечений всех колец не происходит. На рис. 4 звездочкой показано положение эпицентра для магнитуды 5.9 (глубина гипоцентра 10 км). При этом площадь пересечения колец минимальна, т.е. для этой магнитуды положение эпицентра определяется с минимальным “допуском”, что и послужило основанием для выбора этого решения в качестве окончательного среди всех возможных.

⁸ Приведена оценка максимальной наблюдаемой интенсивности в населенных пунктах. Эпицентральную интенсивность мы не определяли – там нет населенных пунктов; отсюда нет и не может быть сведений о разрушениях.

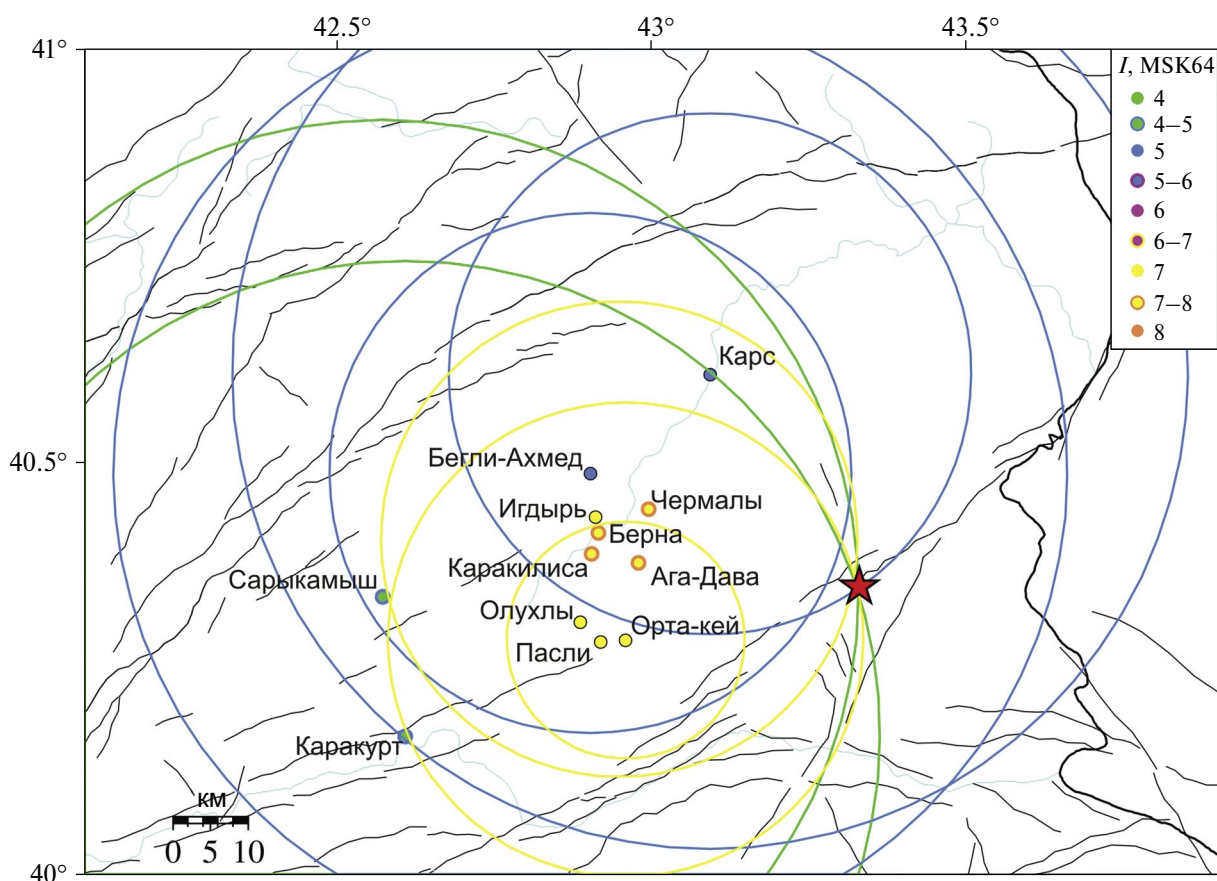


Рис. 4. Положение эпицентра землетрясения 29 июня/12 июля 1900 г.

ОБСУЖДЕНИЕ

Как правило, когда речь идет об исторических землетрясениях, сведения из эпицентральной области достигают крупных городов со значительной задержкой. Иногда эта задержка во времени используется для оценки того, насколько можно доверять газетному сообщению о землетрясении. Так, например, в работе [Tatevossian et al., 2013] изучалась организация почтовой службы и передачи сообщений курьерами, чтобы понять могла ли в 1758 г. информация о землетрясении в Коле дойти до Архангельска и потом до Санкт-Петербурга в те сроки, которые прошли с момента землетрясения до публикации в газете “Санкт-Петербургские Ведомости” (четыре недели). Благодаря уже существовавшей в 1900 г. телеграфной связи сообщение о землетрясении было опубликовано уже через день. Такая оперативность фактически соответствует современной практике. Также поражает оперативность реакции властей. Согласно сообщению газеты “Мшак” “...губернатор 1-го июля лично посетил зону бедствия и обещал выслать палатки, и ждать, пока не поступят

новые распоряжения”, т.е. через день после катастрофы. Спустя еще девять дней люди уже были размещены в палатках.

Параметры землетрясения 29 июня/12 июля 1900 года получены на основании интенсивности сотрясений в 12 населенных пунктах в интервале от 4 до 8 баллов (с учетом неопределенностей оценки интенсивности). Все оценки интенсивностей основаны на сведениях из газет и других источников, публиковавшихся в Российской Империи на русском, армянском и грузинском языках.

Как указывалось выше, мы не использовали никаких каталогов для составления списка землетрясений для исследования. Однако после составления коллекции исходных данных и получения собственного решения мы просмотрели основные каталоги, чтобы выяснить, как в них представлено это событие. В каталоге [Кондорская, Шебалин, 1977] и его более поздней версии [Shebalin, Leydecker, 1997] землетрясение отсутствует. В макросейсмическом атласе Т. Бабаян [Babayan, 2006] собрана большая и достаточно полная коллекция макросейсмической

сведений об ощутимости там землетрясения нет. Поэтому радиус $r_3 = 200$ км представляется преувеличенным. Что касается оценки магнитуды, отметим точное совпадение определений по инструментальным и макросейсмическим данным.

Положение эпицентра в работе [Ambraseys, Finkel, 1987] находится в традиции макросейсмических исследований 1970–1990 гг., когда эпицентр располагали близко к пунктам с максимальной интенсивностью сотрясений. Часто уравнение макросейсмического поля воспринимается, как возможность оценить, насколько далеко от пункта с данной интенсивностью может располагаться эпицентр землетрясения данной магнитуды. На самом деле, уравнение также задает ограничение, насколько близко к пункту может располагаться эпицентр. Так, для очага $M = 5.9$, 7 баллов могут наблюдаться от эпицентра, находящегося не далее 32 км и не ближе 16 км. Разумеется, это справедливо в рамках модели макросейсмического поля типа Блейка–Шебалина [Шебалин, 1974] при заданных коэффициентах уравнения поля (коэффициенты при магнитуде, расстоянии и свободный член).

ВЫВОДЫ

1. Впервые собрана коллекция макросейсмических данных о землетрясении 29 июня/12 июля 1900 г. на основании сведений в периодической печати современной землетрясению, издававшейся в Российской Империи.

2. Магнитуда землетрясения, полученная в настоящем исследовании исключительно по макросейсмическим данным, в точности совпала с магнитудой по инструментальным данным из работы [Ambraseys, Finkel, 1987].

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках госзадания ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бачманов Д.М., Кожурин А.И., Трифонов В.Г. База данных активных разломов Евразии // Геодинамика и тектофизика. 2017. Т. 8. № 4. С. 711–736.

Военно-Топографическая карта Кавказского военного округа. Карта составлена и литографирована в Военно-Топографическом отделе Кавказского военного округа в Тифлисе. 1903 г. Масштаб 20 верст в английском дюйме 1:840 000.

Дорожная карта Кавказского края. Составлена и литографирована в военно-топографическом отделе Кавказского военного округа. Карту гравировал И. Михайлов. Тифлис. 1903 г. Масштаб 20 верст в английском дюйме 1:840 000.

Кондорская Н.В., Шебалин Н.В. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. М.: Наука. 1977. 506 с.

Мокрушина Н.Г., Вакарчук Р.Н., Татевосян Р.Э. О некоторых сильных землетрясениях Средней Азии во второй половине XIX в. // Вопросы инженерной сейсмологии. 2020. Т. 47. № 2. С. 45–63. DOI:10.21455/VIS2020.2-3

Мушкетов И. Материалы по Ахалкалакскому землетрясению 19 декабря 1899 г. // Труды Геологического Комитета. Новая сер. Вып. 1. 80 с.

Список населенных пунктов Карсской области // Памятная книжка и Адрес-календарь Карсской области на 1910 год. Карс. 1910. С. 93–130.

Татевосян Р.Э., Мокрушина Н.Г., Овсяченко А.Н., Ларьков А.С. Историческое землетрясение на северо-восточном продолжении Восточно-Анатолийских разломов // Физика Земли. 2023. № 6.

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

Ambraseys N.N., Finkel C.F. Seismicity of Turkey and neighbouring regions, 1899–1915 // Ann. Geoph. 5B. (6). 1987. P. 701–726.

Babayan T. Atlas of strong earthquakes of the Republic of Armenia, Artsakh and adjacent territories from ancient times through 2003. Gyumri. 2006. 139 p.

Mäntyniemi P.B., Sørensen M.B., Tatevossian T.N., Tatevossian R.E., Lund B. A Reappraisal of the Lurøy, Norway, Earthquake of 31 August 1819 // Seismol. Res. Lett. 2020. V. 91. P. 2462–2472. doi: 10.1785/0220190363

Shebalin N.V., Leydecker G. Earthquake catalogue for the former Soviet Union and borders up to 1988. Office for Official Publications of the European Communities, Luxembourg. 1997. 135 p.

Tatevossian R.E., Albini P., Camassi R., Mokrushina N.G., Shebalin N.V., Petrossian A.E. Analysing and improving supporting dataset of the Akhalkalak, December 31, 1899, earthquake. Historical and prehistorical earthquakes in the Caucasus / D. Giardini, S. Balassanian (eds.). Kluwer Ac. Publ. 1997. P. 383–400.

Tatevossian R.E., Tatevossian T.N., Mäntyniemi P. Earthquake activity in Finland and the Russian North in December 1758: rare reports and their interpretation // Annals of Geophysics. 2013. V. 56. № 5. S0558. doi:10.4401/ag-5829

The Earthquake on June 29/ July 12, 1900, in Eastern Anatolia, Turkey, based on the Information in the Russian Empire Periodic Press

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

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

^{*}*e-mai: ruben@ifz.ru*

^{**}*e-mail: nina305@inbox.ru*

Received July 12, 2023

revised July 17, 2023

accepted July 18, 2023

Abstract – This is our second paper on the earthquakes in Eastern Anatolia based on the information re-reported in the Russian Empire periodic press. We made a systematic study of all the newspapers in the Armenian, Georgian, and Russian languages. As a result, for the first time, the descriptions of the macroseismic effects from the earthquakes of June 29/July 12, 1900, which were witnessed at 14 localities, were collected. Using these data, we determined the location of the epicenter and the magnitude of the earthquake. The macroseismic magnitude 5.9 precisely coincides with the instrumental magnitude reported in (Ambraseys and Finkel, 1987) while the epicenter location differs by 25 km. The epicenter location estimated in this study seems to be more reliable because its determination is based only on the original descriptions of the macroseismic effect.

Keywords: macroseismic studies, historical earthquakes, seismicity of Eastern Anatolia

УДК 550.34

ВЕРОЯТНОСТНАЯ ЛОКАЦИЯ РАННЕИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА ОСНОВЕ МАКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ И ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ

© 2024 г. А. Н. Морозов^{1, *}, В. Э. Асминг², Н. В. Ваганова³, З. А. Евтюгина²

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

²Кольский филиал Федерального исследовательского центра
“Единая геофизическая служба РАН”, г. Апатиты, Россия

³Федеральный исследовательский центр комплексного изучения Арктики имени академика Н.П. Лаверова
Уральского отделения РАН, г. Архангельск, Россия

*E-mail: morozovaleksey@yandex.ru

Поступила в редакцию 10.05.2023 г.

После доработки 28.06.2023 г.

Принята к публикации 11.07.2023 г.

Существуют территории, которые с одной стороны характеризуются умеренной сейсмичностью, но с другой — не обладали долгое время плотной сетью сейсмических станций из-за малонаселенности, труднодоступности и невысокого уровня их экономического развития. Для таких территорий характерны землетрясения, по которым имеются небольшое количество макросейсмических сведений и данные лишь по одной или двум сейсмическим станциям. Чаще всего при локации таких землетрясений использовались только макросейсмические сведения. Авторами в данной статье предложена методика вероятностной оценки локации таких землетрясений на основе совместного анализа их макросейсмических и инструментальных данных. Методика реализована в программе ProLom (Probabilistic Locator by Macroseismics). В статье проведена проверка работоспособности метода на тестовом землетрясении 20.05.1967 г. и приведены результаты анализа землетрясений, произошедших на севере Восточно-Европейской платформы 30.06.1911 г. и 13.01.1939 г.

Ключевые слова: метод локации, раннеинструментальные землетрясения, север ВЕП.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0002333724010117>, **EDN:** EEDWMW

ВВЕДЕНИЕ

С начала XX века в мире началось интенсивное развитие инструментальных сейсмических наблюдений. Стали появляться сейсмические станции при обсерваториях и университетах в Италии, Германии и Швеции; первые национальные сети в России и Японии; международные сети Дж. Милна (John Milne) “Milne Seismographic Network” и ордена иезуитов “Jesuit Network” [Schweitzer, 2007; Storchak et al., 2015] (рис. 1). Впоследствии развитие инструментальных наблюдений в мире происходило преимущественно в сейсмоактивных регионах. Именно в таких районах происходило увеличение количества сейсмических станций. При этом оставались регионы, характеризующиеся проявлением умеренной сейсмичности, но в силу географических, исторических, а также экономических

причин развитие инструментальных наблюдений там происходило очень медленно.

Одним из таких регионов был север Восточно-Европейской платформы (ВЕП). Сведения по историческим землетрясениям и современные инструментальные данные указывают на повышенную сейсмическую активность некоторых районов севера платформы, в частности, Беломорского региона. Однако из-за малонаселенности, труднодоступности и невысокого уровня экономического развития региона инструментальные наблюдения практически не развивались в первой половине XX века (рис. 2). В работе [Панасенко, 1977] отмечается, что только с 1962 г. можно выделить начало инструментального этапа в изучении сейсмичности региона. До этого времени землетрясения изучались преимущественно по макросейсмическим

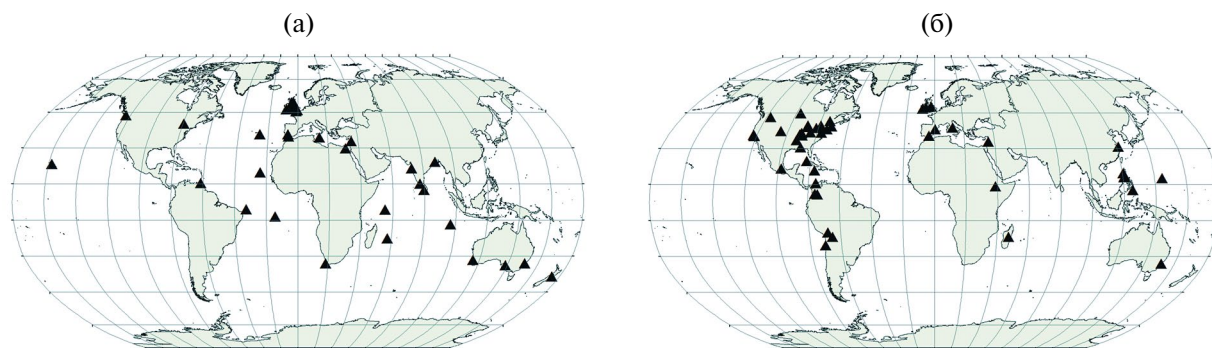


Рис. 1. Международные сейсмические сети с относительно стандартизированными приборами, развернутыми в начале XX века: (а) – сеть Дж. Милна (John Milne) “Milne Seismographic Network”; (б) – сеть ордена иезуитов “Jesuit Network”.

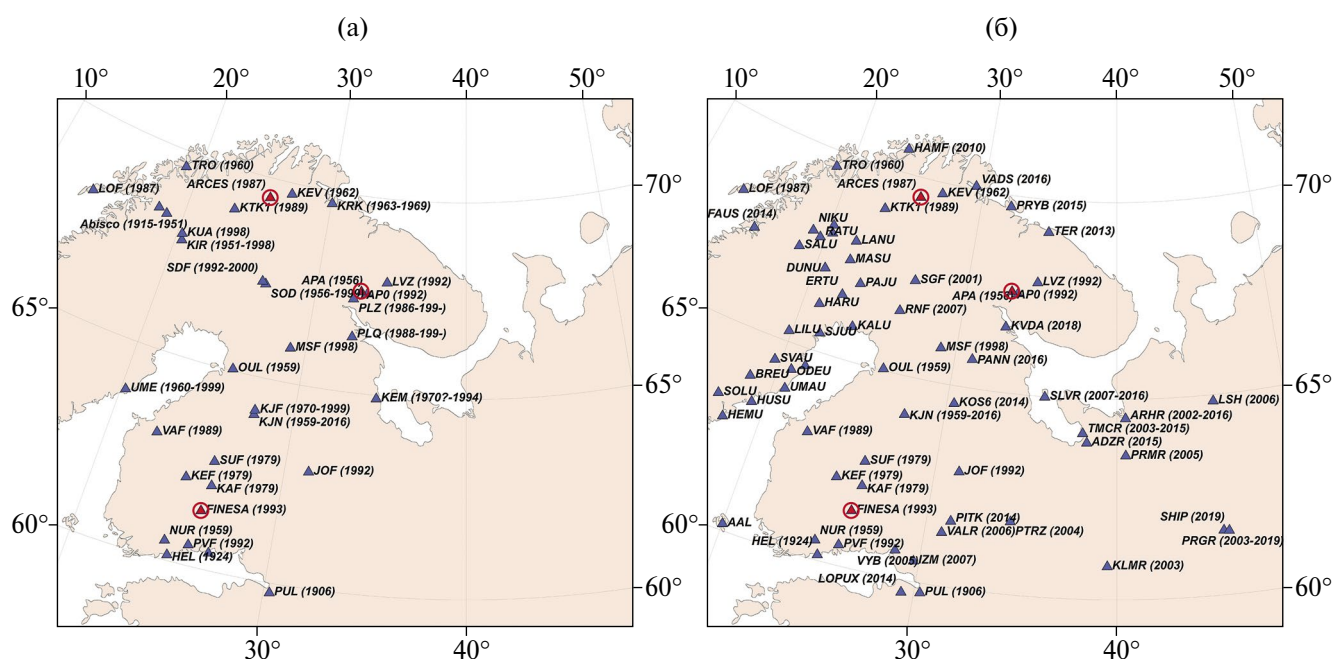


Рис. 2. Карта сейсмических станций и апертурных групп, функционирующих на северо-западе ВЕП в XX (а) и в XXI (б) веках. В скобках указан год начала функционирования станции и год ее закрытия.

данным, которые, в силу малонаселенности региона, характеризуются небольшой выборкой по значениям интенсивности и географическим пунктам. При этом для части таких землетрясений имеются инструментальные данные одной-двух станций, порой с ненадежными определениями времен вступлений сейсмических фаз. Поэтому использовать только инструментальные данные для локации таких землетрясений не представляется возможным.

Авторами в данной статье предложена методика вероятностной оценки локации таких землетрясений на основе совместного анализа их макросейсмических и инструментальных

данных. Методика реализована в программе ProLom (Probabilistic Locator by Macroseismics) [Асминг, Морозов, 2023]. В статье проведена проверка работоспособности метода на тестовом землетрясении 20.05.1967 г. и приведены результаты анализа землетрясений, произошедших 30.06.1911 г. и 13.01.1939 г. на севере ВЕП.

ОПИСАНИЕ МЕТОДА

Для решения задачи локации землетрясений совместно по макросейсмическим и инструментальным данным был использован подход, основанный на применении так называемого

наивного Байесовского классификатора. Напомним вкратце идею классификатора. Теорема Байеса выражается следующим соотношением:

$$P(C|F_1, \dots, F_n) = \frac{P(C)P(F_1, \dots, F_n|C)}{P(F_1, \dots, F_n)}. \quad (1)$$

В нашем случае C – событие, заключающееся в том, что землетрясение произошло в некоторой области $(F_1, \dots, F_n)$ проявления этого события как макросейсмические (наблюдались сотрясения некоторой интенсивности в тех или иных пунктах), так и инструментальные (приходы сейсмических волн на станции). Предположение наивности – это предположения о том, что $(F_1, \dots, F_n)$ – независимы. Априорные вероятности вариантов события C заранее неизвестны, положим их одинаковыми. С учетом этого (1) можно переписать в виде:

$$P(C|F_1, \dots, F_n) \sim \prod_i P(F_i|C). \quad (2)$$

Здесь $P(F_i|C)$ имеет смысл вероятности проявления F_i при условии, что произошло событие C , т.е., что землетрясение произошло в тестируемой области. Далее мы предполагаем, что гипоцентр события магнитуды M (магнитуду и глубину фиксируем) с вероятностью 1 располагался в некоторой области на поверхности Земли. Разобьем эту область на маленькие элементы c_j и будем с помощью (2) оценивать вероятности $P(c_j|F_1, \dots, F_n)$, т.е. вероятности того, что событие произошло в данной ячейке при условии, что имели место его проявления F_i . Для нормировки воспользуемся тем, что вероятность того, что землетрясение произошло в большой области, равна 1, т.е.:

$$\sum_j P(c_j|F_1, \dots, F_n) = 1. \quad (3)$$

Чтобы воспользоваться (2) нужно оценивать $P(F_i|c_j)$. Рассмотрим эти оценки для макросейсмических и инструментальных данных.

Макросейсмические данные

Проявление F_i – информация о том, что в некоторой точке с координатами (φ_i, λ_i) событие ощущалось в диапазоне интенсивностей (по шкале МСК-64) от I_{j0} до I_{j1} . Существуют известные формулы, связывающие магнитуду землетрясения и расстояние от эпицентра до точки наблюдения с интенсивностью, например, формула Блэйка–Шебалина (в программе ProLom

может использоваться любая зависимость). В общем виде ее можно записать как:

$$I_{\text{истинная}} = I(M, R)$$

где R – расстояние до гипоцентра землетрясения в км, определяемое через расстояние до эпицентра r и глубину очага h , как $\sqrt{r^2 + h^2}$.

Назовем интенсивность, рассчитанную по этой формуле “истинной” (разумеется, она истинна только в том случае, если в данной точке действительно произошло событие данной магнитуды). Таким образом, оценка $P(F_i|c_j)$ сводится к оценке вероятности $P([I_{j0}, I_{j1}]|I_{\text{истинная},j})$, т.е., оценке вероятности того, что свидетель, находившийся в точке i , зафиксировал интенсивности из диапазона $[I_{j0}, I_{j1}]$ при условии, что в реальности имела место интенсивность $I_{\text{истинная},j}$.

Для этого введем эмпирическую функцию плотности вероятности того, что наблюдатель зафиксировал интенсивность $I_{\text{набл}}$ при условии того, что на самом деле имела место интенсивность $I_{\text{истинная}} - \rho(I_{\text{набл}}|I_{\text{истинная}})$. Эта функция вводится интерпретатором из некоторых рациональных соображений и задается в табличном виде (табл. 1). Таким образом, с точностью до нормировки, мы имеем следующее выражение:

$$P(F_i|c_j) = P([I_{j0}, I_{j1}]|I_{\text{истинная},j}) \sim \max_{I_{\text{набл}} \in [I_{j0}, I_{j1}]} \rho(I_{\text{набл}}|I_{\text{истинная},j}). \quad (4)$$

Инструментальные данные

Инструментальные данные, которые предполагается использовать в данном подходе, это замеры времен приходов сейсмических волн на станции, сделанные по аналоговым сейсмограммам, полученным в конце XIX и в начале XX веков. У таких сейсмограмм есть специфические особенности: а) неточная привязка ко времени; б) невозможность достоверно определить тип пришедшей волны. Это определило то, что в данном подходе совместно используются только времена приходов, взятые для одной и той же станции, и то, что вместо однозначного задания типа фазы используются вероятностные оценки, задаваемые пользователем.

Пусть для некоторой сейсмостанции задано N фаз с временами t_i и вероятностями типов фаз P_{ik} , где i – индекс фазы, а k – индекс типа фазы от 1 до 4 (P -волна, S -волна, Lg -волна, ложное вступление). Назовем совместимой парой две

Таблица 1. Пример задания эмпирической функции $\rho(I_{\text{набл}}/I_{\text{истинная}})$

Истинный балл МСК-64 ($I_{\text{истинная}}$)	Наблюдаемые баллы МСК-64 ($I_{\text{набл}}$)											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	1	0.5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2	0.5	1	0.5	0	0	0	0	0	0	0	0	0
3	0	0.5	1	0.75	0.5	0	0	0	0	0	0	0
4	0	0.5	0.75	1	0.75	0.5	0	0	0	0	0	0
5	0	0	0.5	0.75	1	0.75	0.5	0	0	0	0	0
6	0	0	0	0.5	0.75	1	0.75	0.5	0	0	0	0
7	0	0	0	0	0.5	0.75	1	0.75	0.5	0	0	0
8	0	0	0	0	0	0.5	0.75	1	0.75	0.5	0	0
9	0	0	0	0	0	0	0.5	0.75	1	0.75	0.5	0
10	0	0	0	0	0	0	0	0.25	0.5	1	0.5	0.25
11	0	0	0	0	0	0	0	0	0.25	0.5	1	0.5
12	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.5	1

Примечание: в таблице для значений истинной интенсивности приведены значения, пропорциональные вероятностям того, что наблюдатель оповестит о событии с данной наблюдаемой интенсивностью. При использовании в программе ProLom данные значения нормируются.

фазы i_1 и i_2 , которым приписаны типы волны k_1 и k_2 , такую, что:

$$T_{0,k2} - T_{1,k1} < t_{i_1} - t_{i_2} < T_{1,k2} - T_{0,k1}, \tag{5}$$

где $T_{0,k}$ – минимальное, а $T_{1,k}$ – максимальное время пробега волны типа k от источника до станции с учетом возможных ошибок взятия вступлений и скоростной модели. Также совместимыми будут считаться те пары, у которых одной из фаз приписан тип “ложное вступление”. Окончательной оценкой реализации варианта с данными замерами для данной точки и для данной станции, которая и используется в качестве сомножителя в (2), будет:

$$\sum_{\text{по совместимым парам}} P_{i_1,k_1} \cdot P_{i_2,k_2}. \tag{6}$$

Описанный метод был реализован в программе ProLom (Probabilistic Locator by Macroseismics) [Асминг, Морозов, 2023]. Программа позволяет пользователю задавать макросейсмическую информацию (ощущавшиеся интенсивности по шкале МСК-64 в определенных пунктах), добавлять к ней инструментальную информацию (замеры времен приходов сейсмических волн на станции) и получать вероятностную оценку локации сейсмических событий.

ПРОВЕРКА РАБОТОСПОСОБНОСТИ МЕТОДА

Для проверки работоспособности метода в качестве тестового события было взято землетрясение 20.05.1967 г. Землетрясение произошло в Кандалакшском заливе Белого моря с $mb(ISC) = 4.6$ (табл. 2). По этому землетрясению имеется большое количество инструментальных данных ($N_{\text{станций}} = 72$), представленных в бюллетене Международного сейсмологического Центра (International Seismological Centre, ISC) [International..., 2023]. А также имеются макросейсмические сведения из 27 населенных пунктов, описанные в работах [Панасенко, 1974; Nikonov, 1991].

На основе данных по землетрясению 20 мая 1967 г. был составлен модельный бюллетень из макросейсмических и инструментальных данных, наиболее характерный для землетрясений данного региона в первой половине XX века (Приложение). В тот период в регионе функционировала одна сейсмическая станция PUL (Пулково) и количество макросейсмических сведений поступало значительно меньше, чем для землетрясения 20.05.1967 г. Поэтому, модельный бюллетень включал в себя инструментальные данные только одной станции PUL и макросейсмические сведения по 10 пунктам.

Таблица 2. Параметры гипоцентра землетрясения 20.05.1967 г.

Дата дд.мм.гггг	Время чч:мм:сс.	Гипоцентр			$N_{ст}/N_{фаз}$	Эллипс ошибок			M	Источник
		φ, град	λ, град	h , км		Az, град	S_{minor} , км	S_{major} , км		
20.05.1967	23:18:11.8	66.46	33.82	10f	72/85	98	5.2	7.2	$mb(ISC) = 4.6$	[International..., 2022]

Таблица 3. Параметры гипоцентра, вычисленные в программе ProLom для тестового землетрясения 20.05.1967 г.

Дата дд.мм.гггг	Гипоцентр			$N_{ст}/N_{фаз}$	$N_{пунктов}$ с макр.	Эллипс ошибок			MS
	φ, град	λ, град	h , км			Az, град	S_{minor} , км	S_{major} , км	
20.05.1967	66.7	34.4	10f	1/2	10	241	91.7	162.5	4.7

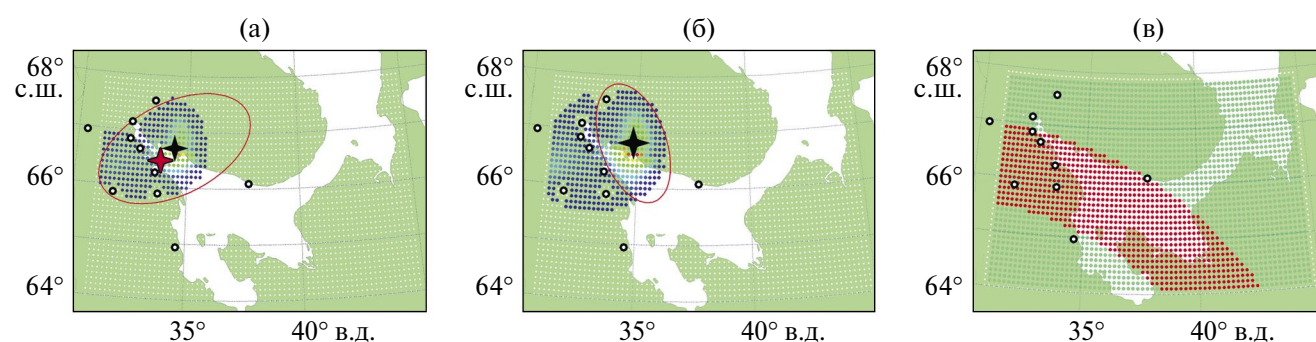


Рис. 3. Результат расчета программы ProLom на основе модельного бюллетеня, составленного из макросейсмических и инструментальных данных землетрясения 20.05.1967 г.: (а) — решение на основе макросейсмических и инструментальных данных; (б) — решение только на основе макросейсмических данных; (в) — область, в которой должен располагаться эпицентр, вычисленная на основе инструментальных данных. Черной звездой указан вычисленный эпицентр. Красной линией — эллипс ошибок. Красной звездой указан эпицентр землетрясения согласно ISC [International..., 2023]. Кругами указаны географические пункты, для которых имеются значения интенсивности I . Разноцветными точками обозначают ячейки, в которых значение вероятности наличия в этой ячейке эпицентра отлично от нуля. Градация цвета зависит от значения вероятности: от меньшего (синего) до большего (красного).

Решение программы ProLom для данного бюллетеня представлено на рис. 3 и в табл. 3. При локации использовалась региональная модель BARENTS [Kremenetskaya et al., 2001], эффективность которой для данного региона была подтверждена многократно по записям химических и ядерных взрывов [Kremenetskaya et al., 2001; Морозов и др., 2018]. В уравнении Блейка–Шебалина использовались *вычисленные* для данного района [Петрова и др., 2020] следующие коэффициенты макросейсмического поля: $a = 1.5$, $b = 3.55$, $c = 3.05$.

Вычисленные программой ProLom координаты эпицентра (табл. 3) совпадают в пределах эллипса ошибок с координатами по ISC (табл. 2, рис. 3). При ограниченном количестве исходных данных мы получили большие значения полуосей эллипса ошибок. При этом полученное

решение на основе только макросейсмических данных (рис. 3б) отличается от решения на основе макросейсмических и инструментальных данных (рис. 3а). Последнее решение ближе всего к решению по ISC (табл. 2).

Значение магнитуды MS получилось равным 4.7. Чтобы понять, как соотносятся полученная в программе ProLom магнитуда по формуле Блейка–Шебалина с $mb(ISC)$ из табл. 2, был использован следующий подход. Под магнитудой M в формуле Блейка–Шебалина понимают магнитуду $MS(MOS)$. Магнитуда $MS(MOS)$ практически идентична магнитуде $MS(ISC)$ [Petrova, Gabsatarova, 2020]. Существует соотношение между $mb(ISC)$ и $MS(ISC)$, полученное в 1973 г. в работе [Karnik, 1973]:

$$mb(ISC) = 0.46 MS(ISC) + 2.74. \quad (7)$$

Подставляя в данное соотношение вычисленную MS , равную 4.7, мы получаем значение mb , равное 4.9. Данное значение незначительно превышает (+0.3) значение магнитуды mb , вычисленное в ISC для землетрясения 20.05.1967 г. (табл. 2). Однако остается вопрос, насколько выражение (3) актуально в настоящее время.

В работе [Di Giacomo et al., 2015] на большой выборке данных были получены экспоненциальные соотношения между магнитудами M_w и $mb(ISC)/MS(ISC)$:

$$M_w = e^{(-4.664+0.859mb)} + 4.555, \quad (8)$$

$$M_w = e^{(-0.222+0.233MS)} + 2.863. \quad (9)$$

С помощью этих соотношений были получены следующие значения магнитуд M_w для землетрясения 20.05.1967 г.: $M_w = 5.1$ из $mb(ISC) = 4.6$ и $M_w = 5.3$ из $MS = 4.7$. Мы получили близкие значения магнитуд M_w , что говорит о том, что вычисленное значение магнитуды MS в программе ProLom для тестового землетрясения хорошо согласуется с магнитудой mb по ISC.

Таким образом, данный пример показывает работоспособность метода, реализованного в программе ProLom. Ниже приведены результаты применения метода на конкретных землетрясениях первой половины XX века, произошедшие на севере Восточно-Европейской платформы.

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА

Землетрясение 30.06.1911 г.

В Кандалакшском заливе Белого моря 30.06.1911 г. произошло землетрясение, которое нашло свое отражение в разных каталогах по данному региону (табл. 4). В работе [Никонов, Пономарёва, 2008] собраны и проанализированы все доступные сведения о макросейсмических проявлениях от данного землетрясения. Только

по семи населенным пунктам были обнаружены макросейсмические проявления, опубликованные в региональных и центральных газетах. Для девяти населенных пунктов авторами [Никонов, Пономарёва, 2008] указаны значения интенсивности $I \leq 2$ баллов.

Вступления сейсмических фаз от землетрясения 30.06.1911 г. были зарегистрированы только одной сейсмической станцией PUL (Пулково). Однако эпицентральное расстояние, рассчитанное по указанным в бюллетене временам вступлений, не пересекало зону, по которой имеются макросейсмические проявления [Никонов, Пономарёва, 2008]. Поэтому инструментальные данные до настоящего времени не использовались при локации этого землетрясения 1911 г.

Решение программы ProLom по данному землетрясению представлено на рис. 4 и в табл. 5. Были использованы макросейсмические сведения по 12 пунктам, для которых были уверенно определены их координаты, и времена вступлений сейсмических фаз, указанные в бюллетене станции PUL (ПРИЛОЖЕНИЕ). При локации также использовалась региональная модель BARENTS и коэффициенты макросейсмического поля, согласно [Петрова и др., 2020]: $a = 1.5$, $b = 3.55$, $c = 3.05$. Решения были вычислены для значений фиксированных глубин: 10, 20 и 30 км.

Полученные решения для разных глубин (табл. 5) практически идентичны и хорошо согласуются с координатами в пределах области ошибок, указанными у других авторов (табл. 4). Значение магнитуды землетрясения, равное 4.2–4.3, получилось ниже, чем в предыдущих исследованиях. При этом полученное решение на основе только макросейсмических данных (рис. 4б) отличается от решения на основе макросейсмических и инструментальных данных (рис. 4а). То есть при локации землетрясений 30.06.1911 г. нам удалось учесть инструментальные данные сейсмической станции PUL.

Таблица 4. Параметры гипоцентра землетрясения 30.06.1911 г.

Дата дд.мм.гггг	Время чч:мм:сс	Гипоцентр			M	Источник
		φ, град	λ, град	h , км		
30.06.1911	07:11	66.1	35.5	—	~5.0	[Панасенко, 1969]
30.06.1911	07:10:20 ± 20 с	66.5 ± 0.5	35.5 ± 1.0	25 12–50	4.9 ± 1.0	[Новый каталог..., 1977]
30.06.1911	07:09:50 ± 30 с	66.0 ± 0.3	35.4 ± 0.3	30 20–40	5.0 ± 0.5	[Никонов, Пономарёва, 2008]

Таблица 5. Параметры гипоцентра, вычисленные в программе ProLom для землетрясения 30.06.1911 г.

Дата дд.мм.гггг	Гипоцентр			$N_{\text{ст}}/N_{\text{фаз}}$	$N_{\text{пунктов}}$ с макр.	Эллипс ошибок			MS
	φ, град	λ, град	h, км			Az, град	S_{minor} , км	S_{major} , км	
30.06.1911	66.2	35.4	10f	1/2	12	141	28.0	39.9	4.2
30.06.1911	66.2	35.6	20f	1/2	12	359	44.9	55.8	4.3
30.06.1911	66.3	35.6	30f	1/2	12	181	44.8	55.6	4.3

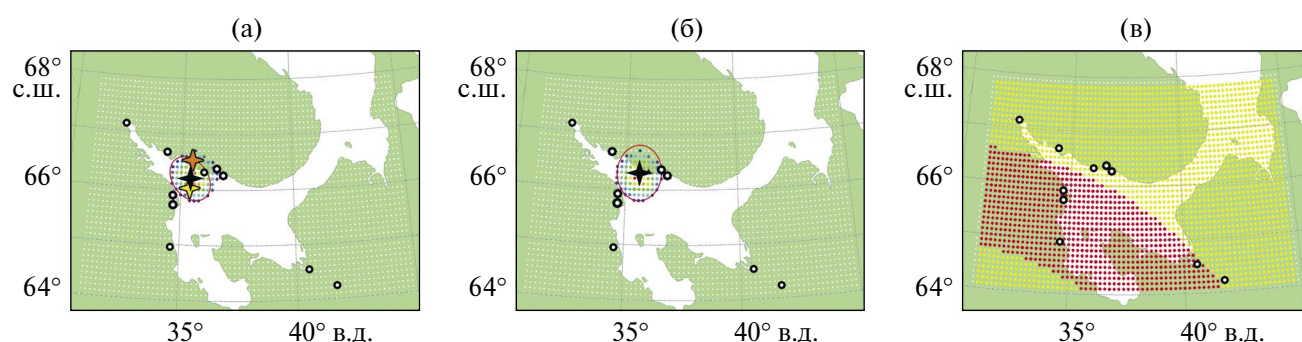


Рис. 4. Результат расчета программы ProLom на основе бюллетеня, составленного из макросейсмических и инструментальных данных землетрясения 30.06.1911 г.: (а) — решение на основе макросейсмических и инструментальных данных; (б) — решение только на основе макросейсмических данных; (в) — область, в которой должен располагаться эпицентр, вычисленная на основе инструментальных данных. Черной звездой указан вычисленный эпицентр. Красной линией — эллипс ошибок. Оранжевой звездой указан эпицентр землетрясения, согласно [Новый каталог..., 1977]. Желтой звездой — эпицентр, согласно [Никонов, Пономарёва, 2008]. Кружками указаны географические пункты, для которых имеются значения интенсивности I . Разноцветными точками обозначают ячейки, в которых значение вероятности наличия в этой ячейке эпицентра отлично от нуля. Градация цвета зависит от значения вероятности: от меньшего (синего) до большего (красного).

Сысольское землетрясение 13.01.1939 г.

Сысольское землетрясение 13.01.1939 г. является самым сильным из зарегистрированных на Русской плите. В работе [Никонов, Чепкунас, 2009] на основе анализа всех известных макросейсмических и инструментальных сведений по этому землетрясению, авторы выделяют два толчка и определяют их параметры (табл. 6). Основное различие между макросейсмическими и инструментальными данными состоит в том, что инструментально зарегистрирован лишь один (первый, более сильный) толчок, тогда как макросейсмические сведения указывают на два толчка с разницей во времени 3 мин. В работе [Никонов, Чепкунас, 2009] решения для первого толчка по макросейсмическим и инструментальным данным были получены независимо.

Был составлен бюллетень для первого толчка, содержащий макросейсмические сведения по шести пунктам, которые авторы работы [Никонов, Чепкунас, 2009] относят к первому толчку, и времена прихода сейсмических фаз на двух сейсмических станциях PUL (Пулково) и SVE (Свердловск) (Приложение). При локализации

использовалась региональная модель BARENTS и коэффициенты макросейсмического поля для данного района, согласно [Петрова и др., 2020]: $a = 1.5$, $b = 2.3$, $c = 1.36$. Решения были вычислены для значения фиксированной глубины 10 км.

Решение программы ProLom по данному землетрясению представлено на рис. 5 и в табл. 7. На итоговое решение практически не повлияли инструментальные данные (рис. 5), т.к. эпицентр и эллипс ошибок полностью покрываются зоной повышенной вероятности нахождения эпицентра по инструментальным данным. Таким образом, итоговое решение полностью основано на макросейсмических сведениях и согласуется в пределах областей ошибок с решениями из работы [Никонов, Чепкунас, 2009].

ВЫВОДЫ

Существуют территории, которые с одной стороны характеризуются умеренной сейсмичностью, но с другой стороны не обладали долгое время плотной сетью сейсмических станций по историческим, географическим и экономическим причинам. Для таких территорий

Таблица 6. Параметры гипоцентра Сысольского землетрясения 13.01.1939 г., согласно работе [Никонов, Чепкунас, 2009]

Дата дд.мм.гггг	Время чч:мм:сс.	Гипоцентр			<i>MS</i>	Примечание
		φ, град	λ, град	<i>h</i> , км		
13.01.1939	16:47:12.4±0.2 с	60.38±0.5	51.47±0.5	10±5.0	4.5±0.2	По инструм. данным
	16:48	60.60±0.4	51.40±0.2	6–10	4.6±0.5	1-й толчок
	16:51	61.00±0.2	50.00±0.2	10	3.5±0.5	2-й толчок

Таблица 7. Параметры гипоцентра, вычисленные в программе ProLom для Сысольского землетрясения 13.01.1939 г.

Дата дд.мм.гггг	Гипоцентр			$N_{ст}/N_{фаз}$	$N_{пунктов}$ с макр.	Эллипс ошибок			<i>MS</i>
	φ, град	λ, град	<i>h</i> , км			Az, град	S_{minor} , км	S_{major} , км	
13.01.1939	60.7	51.5	10f	2/5	5	270	22.3	32.8	4.2

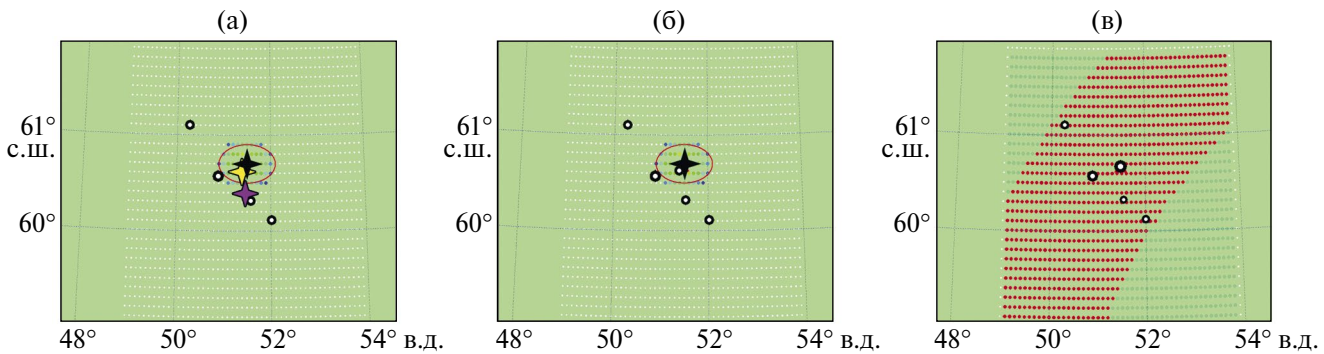


Рис. 5. Результат расчета программы ProLom на основе бюллетеня, составленного из макросейсмических и инструментальных данных Сысольского землетрясения 13.01.1939 г.: (а) — решение на основе макросейсмических и инструментальных данных; (б) — решение только на основе макросейсмических данных; (в) — область, в которой должен располагаться эпицентр, вычисленная на основе инструментальных данных. Черной звездой указан вычисленный эпицентр. Красной линией — эллипс ошибок. Розовой звездой указан эпицентр землетрясения по инструментальным данным, согласно [Никонов, Чепкунас, 2009]. Желтой звездой — эпицентр по макросейсмическим данным, согласно работе [Никонов, Чепкунас, 2009]. Кружками указаны географические пункты, для которых имеются значения интенсивности *I*. Разноцветными точками обозначают ячейки, в которых значение вероятности наличия в этой ячейке эпицентра отлично от нуля. Градация цвета зависит от значения вероятности: от меньшего (синего) до большего (красного).

характерны землетрясения с небольшим количеством макросейсмических сведений и данные лишь по одной или двум сейсмическим станциям. Чаще всего при локации таких землетрясений использовались только макросейсмические сведения.

В данной статье был предложен метод вероятностной оценки локации землетрясений на основе совместного анализа макросейсмических и инструментальных данных. Метод был реализован в программе ProLom (Probabilistic Locator by Macroseismics). Программа позволяет

пользователю задавать макросейсмическую информацию в определенных пунктах, добавлять к ней инструментальную информацию, состоящую из времен приходов сейсмических волн на станции и получать вероятностную оценку локации сейсмических событий, а также значение магнитуды.

Работоспособность метода была проверена на тестовом землетрясении 20.05.1967 г., по которому имеется большое количество макросейсмических сведений и инструментальных данных. На основе этих данных был составлен модельный бюллетень,

наиболее характерный для землетрясений данного региона в первой половине XX века. А именно, ограниченное количество макросейсмических сведений и данные по одной сейсмической станции. Полученное решение по модельному бюллетеню совпало в пределах эллипса ошибок с решением, вычисленным в ISC по всей совокупности инструментальных данных.

Положительный результат по тестовому землетрясению позволил приступить к анализу конкретных землетрясений, произошедших в пределах севера ВЕП в 1911 и 1939 гг. По землетрясению 1911 г. имелись времена вступления только на одной станции PUL (Пулково) и которые ранее не использовались в локации. С помощью программы ProLom были получены параметры гипоцентра, которые учитывали как макросейсмические сведения, так и инструментальные данные. Напротив, для Сысольского землетрясения 1939 г. были получены параметры гипоцентра, на которые не оказали влияние инструментальные данные.

Таким образом, был создан дополнительный инструмент вероятностной локации раннеинструментальных землетрясений, который

позволяет использовать все доступные, и порой скудные для удаленных и малоразвитых территорий, данные по макросейсмическим проявлениям и временам вступлений на сейсмических станциях. Данный инструмент в дальнейшем будет применяться при анализе землетрясений на севере Восточно-Европейской платформы и при необходимости совершенствоваться.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследования выполнены при финансовой поддержке тем НИР, включенных в государственное задание ИФЗ РАН и ФГБУН ФИЦКИА УрО РАН (№ 122011300389-8), а также в рамках государственного задания ФИЦ ЕГС РАН (№ 075-01271-23) и с использованием данных, полученных на уникальной научной установке “Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира”.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Исходные макросейсмические и инструментальные данные для землетрясений 20.05.1967 г., 30.06.1911 г. и 13.01.1939 г.

Таблица П1. Модельный бюллетень из макросейсмических и инструментальных данных для землетрясения 20.05.1967 г.

Макросейсмические данные				Инструментальные данные					
Название пункта	Координаты пунктов		<i>I</i>	Название станции	Координаты станции		Время вступления сейсмической волны, чч:мм:сс.		
	φ, град	λ, град			φ, град	λ, град	<i>P</i>	<i>S</i>	<i>Lg</i>
Апатиты	67.57	33.41	3	Пулково (PUL)	59.77	30.32	23:19:55.0	23:21:05.0	—
Кандалакша	67.14	32.41	4						
Чаваньга	66.11	37.76	3						
Алакүртти	66.96	30.36	2–3						
Зеленоборский	66.87	32.39	4						
Ковда	66.70	32.86	4						
Кестеньга	65.89	31.82	3						
Кемь	64.95	34.61	2–3						
Амбарный	65.90	33.72	3						
Кереть	66.28	33.56	4						

Таблица П2. Бюллетень из макросейсмических и инструментальных данных для землетрясения 30.06.1911 г.

Макросейсмические данные				Инструментальные данные					
Название пункта	Координаты пунктов		<i>I</i>	Название станции	Координаты станции		Время вступления сейсмической волны, чч:мм:сс.		
	φ, град	λ, град			φ, град	λ, град	<i>P</i>	<i>S</i>	<i>Lg</i>
Калгалакша	65.77	34.68	5–6	Пулково (PUL)	59.77	30.32	07:11:50.0	07:12:53.0	—
Варзуга	66.40	36.60	5						
Кузомень	66.29	36.87	5						
Умба	66.68	34.35	4–5						
Гридино	65.92	34.67	4–5						
Кашкаранцы	66.34	36.01	3–4						
Кандалакша	67.15	32.41	1						
Архангельск	64.54	40.51	1						
Холмогоры	64.22	41.66	1						
Кемь	64.96	34.60	1						
Петрозаводск	61.79	34.38	1						
Космозеро	62.33	35.06	1						

Таблица П3. Модельный бюллетень из макросейсмических и инструментальных данных для землетрясения 13.01.1939 г.

Макросейсмические данные				Инструментальные данные					
Название пункта	Координаты пунктов		<i>I</i>	Название станции	Координаты станции		Время вступления сейсмической волны, чч:мм:сс.		
	φ, град	λ, град			φ, град	λ, град	<i>P</i>	<i>S</i>	<i>Lg</i>
Нючпас	60.68	51.48	7	Пулково (PUL)	59.77	30.32	—	16:51:39.0	16:52:47.0
Грива	60.59	50.88	5–6	Свердловск (SVE)	56.83	60.64	16:48:43.0	16:49:51.0	—
Кажим	60.34	51.54	4						
Октябрьская	60.13	52.02	4–5						
Пустошь	61.12	50.28	4–5						

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Асминг В.Э., Морозов А.Н. ProLom. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2023617379 от 07.04.2023 г.

Морозов А.Н., Ваганова Н.В., Асминг В.Э., Михайлова Я.А. Сейсмичность севера Русской плиты: уточнение параметров гипоцентров современных землетрясений // Физика Земли. 2018. № 2. С. 104–123.

Никонов А.А., Пономарёва О.Н. Беломорское землетрясение 30 июня 1911 г. — новое рассмотрение // Вопросы инженерной сейсмологии. 2008. Т. 35. № 2. С. 44–51.

Никонов А.А., Чепкунас Л.С. Сысольское землетрясение 13.01.1939 г. на Русской плите—уточнение параметров // Вопросы инженерной сейсмологии. 2009. Т. 36. № 4. С. 25–41.

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

- Панасенко Г.Д. Землетрясения Фенноскандии в 1951–1970. М.: изд-во МГК. 1977. 111 с.
- Панасенко Г.Д. Сейсмические особенности северо-востока Балтийского щита. Л.: Наука. 1969. 184 с.
- Панасенко Г.Д. Сейсмическое событие в Кандалашском заливе Белого моря 20 мая 1967 г. Новейшие и современные движения земной коры восточной части Балтийского щита. Петрозаводск: изд-во Карельского ФАН СССР. 1974.
- Петрова Н.В., Дягилев Р.А., Габсатарова И.П. Особенности затухания сейсмического эффекта землетрясений Русской платформы и Урала // Вопросы инженерной сейсмологии. 2020. Т. 47. № 4. С. 5–25.
- Di Giacomo D., Bondár I., Storchak D.A., Engdahl E.R., Bormann P., Harris J. ISC-GEM: Global Instrumental Earthquake Catalogue (1900–2009), III. Re-computed MS and mb, proxy MW, final magnitude composition and completeness assessment // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2015a. V. 239. P. 33–47.
- International Seismological Centre. [сайт]. URL: <http://www.isc.ac.uk/> (дата обращения 06.05.2023 г.)
- Karnik V. Magnitude differences // Pure Appl Geophys. V. 103. № II P. 362–369
- Kremenetskaya E., Asming V., Ringdal F. Seismic location calibration of the European Arctic // Pure Appl. Geophys. 2001. V. 158(1). P. 117–128.
- Nikonov A.A. Felt effects for earthquakes of the 20th century in the Eastern Baltic Shield. University of Helsinki. 1991. 34 p. ISBN 951-45-5777-8
- Petrova N.V., Gabsatarova I.P. Depth corrections to surface-wave magnitudes for intermediate and deep earthquakes in the regions of North Eurasia // Journal of Seismology. 2020. V. 24. № 1. P. 203–219.
- Schweitzer J. The birth of modern seismology in the nineteenth and twentieth centuries // Earth Sciences History. 2007. V. 26. № 2. P. 263–280.
- Storchak D.A., Di Giacomo D., Engdahl E.R., Harris J., Bondár I., Lee W.H.K., Bormann P., Villaseñor A. The ISC-GEM global instrumental earthquake catalogue (1900–2009): Introduction // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2015. V. 239. P. 48–63.

Probabilistic Location of Early Instrumental Earthquakes Based on Macroseismic and Instrumental Data

A. N. Morozov^{a,*}, V. E. Asming^b, N. V. Vaganova^c, and Z. A. Evtyugina^b

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

^bKola Branch, Geophysical Survey, Russian Academy of Sciences, Apatity, 184209 Russia

^cN. Laverov Federal Center for Integrated Arctic Research, Ural Branch,
Russian Academy of Sciences, Arkhangelsk, 163000 Russia

*e-mail: morozovaleksey@yandex.ru

Received May 10, 2023

revised June 28, 2023

accepted July 11, 2023

Abstract — There are regions of moderate seismicity that have long lacked a dense network of seismic stations due to their sparse population, inaccessibility, and low economic levels. Characterization of earthquakes in such regions is typically limited to the small amount of macroseismic information available and data from only one or two seismic stations. Most often, the location of such earthquakes was based on the use of macroseismic information alone. We propose a method for probabilistic estimation of the location of such earthquakes based on a joint analysis of their macroseismic and instrumental data. The technique is implemented in the ProLoM program (Probabilistic Locator by Macroseismics). In this study, we test the performance of the method on a test earthquake of May 20, 1967 and present the results of the analysis of the earthquakes that occurred in the north of the East European Platform on June 30, 1911 and January 13, 1939.

Keywords: location method, early instrumental earthquakes, north of the East European Platform

УДК 539.3

МОДЕЛИРОВАНИЕ ФИЛЬТРАЦИИ И РАССЕЯННОГО РАЗРУШЕНИЯ В ТРЕЩИНОВАТЫХ ЗОНАХ С АНОМАЛЬНО ВЫСОКИМ ПЛАСТОВЫМ ДАВЛЕНИЕМ

© 2024 г. О. Я. Извеков^{1, *}, А. В. Конюхов^{1,2}, Ю. Н. Извекова¹

¹Московский физико-технический институт (государственный университет), г. Москва, Россия

²Объединенный институт высоких температур РАН, г. Москва, Россия

*E-mail: izvekov_o@inbox.ru

Поступила в редакцию 03.04.2023 г.

После доработки 04.07.2023 г.

Принята к публикации 07.07.2023 г.

Обсуждается модель двойной пористости с повреждаемым скелетом под действием аномально высокого пластового давления. Считается, что повреждения в матрице усиливают массообмен между подсистемами среды. Численно решена задача о сопряженном процессе разрушения и течения флюида в трещиновато пористой среде в одномерной постановке. Учтена ограниченная протяженность зоны проводящих трещин в пространстве.

Ключевые слова: двойная пористость, пористая среда, фильтрация, рассеянное разрушение, теория повреждаемости, аномально высокое пластовое давление (АВПД).

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0002333724010125>, **EDN:** DRQYIS

ВВЕДЕНИЕ И ОБЗОР

Доля углеводородов, извлекаемых из нетрадиционных месторождений, таких как горючие сланцы, увеличивается из года в год. Нефтематеринские породы этих месторождений характеризуются сверхнизкой проницаемостью и аномально высоким пластовым давлением (АВПД). Залогом успешной добычи углеводородов из таких пород является наличие в окрестности добывающей скважины системы гидродинамически связанных трещин техногенного или природного происхождения. В настоящей работе рассматривается эффект от дополнительного разрушения пород пласта, связанного с АВПД.

Аномально высокое пластовое давление — давление в порах горной породы, превышающее гидростатическое давление. АВПД достаточно распространенное явление в пластах, сложенных различными породами. В нефтематеринских или газоматеринских породах АВПД формируется в основном за счет флюидогенеза (процессов превращения керогена в жидкие и газообразные углеводороды). АВПД может вызвать катастрофические явления, такие как обрушение стенок скважины при бурении с недостаточно плотным буровым

раствором [Ma, Holditch, 2015; Li et al., 2012]. С другой стороны, АВПД может поддерживать приток жидкости в условиях низкой проницаемости, когда общей депрессии недостаточно [Sonnenberg, Pramudito, 2009]. Продуктивность скважин на сланцевых месторождениях, пробуренных в сходных условиях, может проявлять выраженную изменчивость от скважины к скважине. Скважины, попавшие в трещиноватую зону с АВПД, имеют высокие начальные дебиты, в то время как остальные остаются практически сухими [Алексеев, 2013; Baihly et al., 2010; Панарин, Фомин, 2016]. Кроме того, в случае остановки скважины в рамках борьбы с неконтролируемыми проявлениями АВПД при повторном запуске не удастся добиться прежних высоких дебитов [Алексеев, 2013]. Все это свидетельствует о том, что в районе скважин идут необратимые процессы разрушения, связанные с наличием АВПД. Таким образом, АВПД можно рассматривать как потенциально полезный дополнительный источник пластовой энергии, освоение которого является актуальной задачей.

В частности, большой интерес представляет влияние рассеянного трещинообразования на

дебит при добыче углеводородов из низкопроницаемых пластов с АВПД. Эффект растрескивания матрицы под действием АВПД был описан в литературе достаточно давно. В работе [Secor, 1965] явлению саморастрескивания под действием АВПД в непроницаемой среде было дано название автофлюидоразрыв (*natural hydraulic fracturing*, NHF). Позже было сделано обобщение на случай пороупругой среды [Engelder, Lacazette, 1990]. Утверждается, что это явление важно для процессов миграции жидкости на значительных (геологических) масштабах времени. Авторазрыв возникает, когда постепенно увеличивающееся давление жидкости в порах достигает некоторого критического предела [Ougier-Simonin et al., 2016]. Очевидно, что аналогичный эффект может быть достигнут во время искусственного воздействия на пласт с АВПД, когда начальное напряженное состояние в нем тем или иным образом нарушается (бурение, гидравлическое разрыв и т.д.). В настоящей работе рассматривается случай, когда АВПД уже сформировалось, но критическое давление для развития авторазрыва еще не достигнуто.

Теория повреждаемости (CDM) является естественным подходом к описанию зарождения, роста и слияния микродефектов, включая трещины [Lemaitre, 1996; Murakami, 2012]. При условии достаточно большого количества включений и микродефектов в каждом элементарном объеме среды описание процессов возможно в рамках предположения о сплошной среде. В теории повреждаемости в набор термодинамических параметров сплошной среды добавляется скалярный или тензорный параметр поврежденности. Система определяющих соотношений включает в себя специальное кинетическое уравнение для этого параметра. Параметр поврежденности влияет на поведение сплошной среды. Развитие микродефектов приводит к деградации модулей упругости или появлению остаточных деформаций. В работе [Кондауров, Фортон, 2002] отмечается особая роль энергетического баланса в эволюции микродефектов. Впоследствии подход Кондаурова был обобщен на случай насыщенных пористых среда с хрупким скелетом [Извеков, Кондауров, 2009] и на случай насыщенной среды с двойной пористостью с хрупким скелетом [Извеков и др., 2020].

Основной моделью для континуального описания потока жидкости в трещиновато-пористой среде является модель двойной пористости, впервые предложенная в работах [Баренблатт и др., 1960; Warren, Root, 1963]. Семейство сплошных моделей среды с двойной пористостью основано

на представлении среды как суперпозиции трех континуумов — твердого скелета и двух флюидов (жидкость в трещинах и жидкость в матрице). Между матрицей и трещинами возможен массообмен. Существует множество модификаций модели. Учитывается нелинейный закон массообмена [Zimmerman, 1993], деформируемость скелета [Bai, 1995; Berryman, 2002], иерархическое строение пустотного пространства скелета (множественная пористость) [Mehrabian, Abousleiman, 2015], и т.д.

В работе [Извеков и др., 2020] была представлена континуальная модель среды с двойной пористостью с повреждаемым скелетом и АВПД. Определяющие соотношения и уравнение эволюции для параметра поврежденности согласуются с фундаментальными законами сохранения и вторым законом термодинамики. Поскольку характерные напряжения в пласте много меньше модулей упругости, принимается приближение малых деформаций. Это предположение позволяет сформулировать линейаризованную систему определяющих соотношений. Однако закон массообмена остается существенно нелинейным по отношению к параметру поврежденности.

Настоящая работа является развитием [Извеков и др., 2020]. Сформулирована и численно решена начально-краевая задача в одномерной постановке, моделирующая связанные процессы течения, разрушения и изменения напряженно-деформированного состояния в пласте, изначально находившемся в равновесии при АВПД. Постановка задачи соответствует процессам в окрестности плоской расклиненной трещины гидроразрыва на стадии добычи. Исследованы различные режимы распространения волн разрушения в пласте. Учтена конечная протяженность зоны проводящих трещин. Отметим, что в общем случае сланцы представляют собой анизотропную среду. Более того, модули упругости, прочностные свойства и проницаемость демонстрируют анизотропные свойства [Ougier-Simonin et al., 2016; Dokhani et al., 2016]. Однако учет анизотропии не влияет на основные особенности процесса распространения волн разрушения. Поэтому в настоящей работе для простоты среда считается изотропной.

СИСТЕМА УРАВНЕНИЙ

Подробно построение модели рассматриваемой среды и оценка входящих в нее констант описана в работе [Извеков и др., 2020]. Приведем здесь основные результаты.

Рассматривается насыщенная одной жидкостью среда с двойной пористостью, матрица (блоки) которой способна накапливать поврежденность. Среда моделируется совокупностью трех взаимопроникающих континуумов. Две жидкие сплошные среды представляют собой результат усреднения жидкости, насыщающей блоки и трещины, третий представляет собой скелет – сплошное деформируемое повреждаемое твердое тело. Жидкие среды могут обмениваться массой. Скелет в массообмене не участвует. Предполагается, что поврежденность, накапливаемая в блоках матрицы, в первую очередь влияет на закон массообмена. Рассматриваемая модель линеаризуется, однако обменный член остается принципиально нелинейным по отношению к параметру поврежденности.

Система уравнений рассматриваемой среды состоит из уравнений неразрывности для континуумов (1), (2), уравнения совместности деформаций и скоростей для скелета (3), законов движения флюидов (здесь в форме закона Дарси) (4) и уравнения равновесия среды как целого (5):

$$\frac{\partial r_1}{\partial t} + \nabla \cdot (r_1 \mathbf{v}_1) = \dot{m}_{12}, \quad (1)$$

$$\frac{\partial r_2}{\partial t} + \nabla \cdot (r_2 \mathbf{v}_2) = \dot{m}_{21}, \quad (2)$$

$$\frac{\partial \mathbf{e}}{\partial t} = \frac{1}{2} (\nabla \otimes \mathbf{v}_s + \nabla \otimes \mathbf{v}_s^T) \quad (3)$$

$$\mathbf{W}_\alpha = -\frac{k_\alpha}{\mu_f} (\nabla p_\alpha - \rho_\alpha \mathbf{g}), \quad (4)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{T} = -r\mathbf{g}, \quad (5)$$

где: индекс α означает номер флюида (1 – в матрице, 2 – в системе трещин); φ_α – объемная доля флюидов; $r_\alpha = \varphi_\alpha \rho_f$ – плотность флюидов; ρ_f – плотность жидкости; $\mathbf{v}_\alpha, \mathbf{v}_s$ – скорости флюидов и скелета; $\dot{m}_{12} = -\dot{m}_{21} \equiv \dot{m}$ – скорость массообмена между матрицей и трещинами в единице объема, скорость фильтрации $\mathbf{W}_\alpha = \varphi_\alpha \mathbf{w}_\alpha = \varphi_\alpha (\mathbf{v}_\alpha - \mathbf{v}_s)$; p_α – давление жидкости в подсистемах; k_α – проницаемость; μ_f – вязкость жидкости; $\mathbf{g}$ – ускорение свободного падения; $\mathbf{T} = \mathbf{T}_s - (p_1 \varphi_1 + p_2 \varphi_2) \mathbf{I}$ – тензор Коши полных напряжений в пористой среде; $\mathbf{T}_s$ – тензор парциальных напряжений в скелете; $\mathbf{T}_\alpha = -p_\alpha \varphi_\alpha \mathbf{I}$ – тензор парциальных напряжений во флюидах; $\mathbf{e}$ – тензор малой деформации скелета; $r = \sum_A r_A$, $\mathbf{I} = \delta_{ij} \mathbf{e}_i \otimes \mathbf{e}_j$ – единичный тензор второго ранга; δ_{ij} – символ Кронекера; $\mathbf{e}_i$ – векторы ортонормированного базиса, знаком “ $\otimes$ ” обозначено тензорное умножение.

Приведенное неравенство Клаузиуса–Дюгема (второе начало термодинамики) для рассматриваемой среды в изотермическом приближении имеет вид [Извеков и др., 2020]:

$$-\sum_A r_A \frac{d_A \psi_A}{dt} + \mathbf{T}_s : \frac{d_s \mathbf{e}}{dt} + \sum_\alpha \left(p_\alpha \frac{d_s \varphi_\alpha}{dt} + \frac{p_\alpha \varphi_\alpha}{\rho_\alpha} \frac{d_\alpha \rho_\alpha}{dt} \right) + \delta_w + \delta_m \geq 0. \quad (6)$$

Здесь введены обозначения: $\psi_A = u_A - \eta_A \theta$ – удельная свободная энергия континуума A ; u_A , η_A – удельные внутренняя энергия и энтропия; температура θ в подсистемах считается одинаковой; $\delta_w = \sum_\alpha \frac{\mu_\alpha}{\varphi_\alpha k_\alpha} |\mathbf{W}_\alpha|^2 \geq 0$ – диссипация, связанная с фильтрацией флюидов, подчиняющейся закону Дарси; $\delta_m = -\sum_{\alpha \neq \beta} \chi_\alpha \dot{m}_{\alpha\beta}$ – диссипация, связанная с обменом массой между подсистемами; $\chi_\alpha = \psi_\alpha + p_\alpha / \rho_\alpha$ – удельный потенциал Гиббса флюидов. Неотрицательность δ_m обеспечивается дополнительным условием, связывающим обмен массой с разностью удельных потенциалов Гиббса, в изотермическом случае с разностью давлений.

Система (1)–(5) замыкается системой определяющих соотношений. Согласно работам [Трусделл, 1975; Truesdell, Noll, 2004] определяющие соотношения должны удовлетворять ряду принципов, например, требуется инвариантность относительно смены системы отсчета, локальность, термодинамическая согласованность. В качестве определяющих соотношений рассматриваемой среды примем набор функций, связывающих реакцию Υ среды с ее текущим состоянием [Извеков и др., 2020]:

$$\Upsilon = \Upsilon(\mathbf{e}, \rho_\alpha, \mathbf{w}_\alpha, \omega), \quad (7)$$

где $\Upsilon = \{\psi_\alpha, \mathbf{T}_s, p_\alpha, \varphi_\alpha, \dot{m}_{12}\}$. Соотношения (7) должны быть дополнены кинетическим уравнением для параметра поврежденности:

$$\frac{d_s \omega}{dt} = \Omega(\mathbf{e}, \rho_\alpha, \mathbf{w}_\alpha, \omega), \quad (8)$$

где Ω – функция текущего состояния рассматриваемой среды.

Определяющие соотношения, необходимые и достаточные для выполнения (6) в произвольном процессе имеют следующий вид [Извеков и др., 2020]:

$$\psi_\alpha = \psi_\alpha(\rho_\alpha), \quad p_\alpha = \rho_\alpha^2 \frac{\partial \psi_\alpha}{\partial \rho_\alpha}, \quad (9)$$

$$\mathbf{T} = r_s \frac{\partial \Psi}{\partial \mathbf{e}}, \quad (10)$$

$$\varphi_\alpha = -r_s \frac{\partial \Psi}{\partial p_\alpha}. \quad (11)$$

С учетом соотношений (9)–(11) неравенство (6) принимает вид:

$$\delta_w + \delta_m + \delta_\omega \geq 0, \quad (12)$$

где

$$\delta_\omega = -\left(\frac{\partial \Psi}{\partial \omega}\right) \frac{d_s \omega}{dt} = -\left(\frac{\partial \Psi}{\partial \omega}\right) \Omega \quad (13)$$

— диссипация, связанная с растрескиванием матрицы.

В выражении (10) использован потенциал скелета [Кондауров, 2007]

$$\Psi(\mathbf{e}_s, p_\alpha, \omega) = F - \sum_\alpha \frac{p_\alpha}{r_s} \varphi_\alpha, \quad (14)$$

где $F(\mathbf{e}_s, \varphi_\alpha, \omega) = \Psi_s(\mathbf{e}_s, \varphi_\alpha(\mathbf{e}_s, p_\alpha, \omega), \omega)$. (15)

Процедура доказательства соотношений (9)–(12) аналогична в работах [Кондауров, 2007; Truesdell, Noll, 2004]. В общих чертах она заключается в следующем. При подстановке соотношений (7), (8) в (6) получается неравенство вида $\sum_i f_i(a_1, a_2, \dots) \dot{a}_i + \delta \geq 0$, где f_i — функция параметров состояния $a_1, a_2, \dots$, которая умножается на $\dot{a}_i$ — скорость изменения i -го параметра состояния. Согласно принципу термодинамической согласованности f_i и $\dot{a}_i$ независимы, при этом $\dot{a}_i$ — произвольны. Таким образом, неравенство может быть выполнено только в случае $f_i(a_1, a_2, \dots) = 0, \delta \geq 0$.

Определяющие соотношения (9), (10) и (11) линеаризуются в окрестности особого состояния $\{0, p_\alpha^0, 0, \omega\}$, в котором скелет не деформирован, жидкости покоятся, давления флюидов $p_1^0 = p_2^0 = 0$. Давления во флюидах и напряжения в скелете в произвольных состояниях будем считать малыми по сравнению с характерными упругими модулями скелета $p_\alpha / K_S \ll 1$, $\|\mathbf{T}_S\| / K_S \ll 1$, где K_S — модуль объемного сжатия скелета. Далее рассматривается частный случай, в котором начальные полные напряжения в состоянии $\{0, p_\alpha^0, 0, 0\}$ равны нулю.

Эксперименты с пиролизом керогена показывают, что повышение давления при разложении керогена и извлечении продуктов пиролиза приводит к увеличению количества и размеров микротрещин. При отсутствии внешних сжимающих напряжений наблюдается значительное увеличение пористости и объемной деформации

[Saif et al., 2017; 2019]. Принимая во внимание этот факт, мы предполагаем, что основным макроскопическим эффектом рассеянного микроразрушения блоков матрицы является остаточная деформация скелета. Это допущение формально сближает данный вариант модели поврежденности с теорией пластичности.

Потенциал энергии разлагается в ряд по малым параметрам в окрестности указанного выше особого состояния до квадратичных членов, причем параметр поврежденности также считается малым параметром. Подстановка полученных выражений в (10) дает линейные определяющие соотношения для скелета:

$$\mathbf{T} = \left(K I_1 - \sum_\alpha b_\alpha p_\alpha - \alpha \omega \right) \mathbf{I} + \left(2\mu - \frac{\alpha_J \omega}{J} \right) \mathbf{e}', \quad (16)$$

$$\varphi_1 = \varphi_1^0 + (b_1 - \varphi_1^0) I_1 + \frac{p_1}{N_1} + \frac{p_2}{N_{12}} + \alpha_{p1} \omega, \quad (17)$$

$$\varphi_2 = \varphi_2^0 + (b_2 - \varphi_2^0) I_1 + \frac{p_2}{N_2} + \frac{p_1}{N_{12}} + \alpha_{p2} \omega, \quad (18)$$

где: λ, μ — коэффициенты Ламе скелета;

$K = \lambda + \frac{2}{3}\mu$ — модуль объемного сжатия скелета;

$I_1 = \mathbf{e} : \mathbf{I}, J = \sqrt{\mathbf{e}' : \mathbf{e}'}, \mathbf{e}'$ — девиатор тензора малых деформаций; b_α и N_α — аналоги коэффициентов Био и модуля Био для матрицы и трещин; N_{12} — модуль, отвечающий за взаимное влияние поровых давлений в подсистемах; $\alpha \geq 0, \alpha_J \geq 0, \alpha_{p1} \geq 0, \alpha_{p2} \leq 0$ — коэффициенты, отвечающие за разгрузку упругой энергии при развитии поврежденности; γ, β — положительные коэффициенты, задающие нелинейную зависимость от поврежденности нулевого члена разложения упругой энергии скелета, характеризующего затраты энергии на появление новых поверхностей микротрещин в блоках матрицы.

Выражение для обменного члена в (1) и (2) в линейном приближении принимает вид:

$$\dot{m} = \frac{p^0}{\mu_f} A(\omega) (p_1 - p_2). \quad (19)$$

В случае мгновенной кинетики разрушения для параметра поврежденности справедливо выражение:

$$\omega = \max_{[0, \tau]} \left[\frac{1}{\beta} (\alpha I_1 + \alpha_J J + \alpha_{p1} p_1 + \alpha_{p2} p_2 - \gamma) \right]. \quad (20)$$

Из выражения (20) следует критерий начала накопления поврежденности. Одновременное выполнение условий $\partial \omega / \partial t \geq 0$ и $\omega = 0$ дает для границы зоны упругого поведения

в пространстве инвариантов тензора малой деформации следующее уравнение:

$$\alpha I_1 + \alpha_J J + \alpha_{p1} p_1 + \alpha_{p2} p_2 - \gamma = 0. \quad (21)$$

Условие $\alpha I_1 + \alpha_J J + \alpha_{p1} p_1 + \alpha_{p2} p_2 - \gamma < 0$ соответствует упругому поведению. При выполнении условия $\alpha I_1 + \alpha_J J + \alpha_{p1} p_1 + \alpha_{p2} p_2 - \gamma > 0$ возможны активный процесс ($\partial\omega/\partial t > 0$) и упругая разгрузка (пассивный процесс). В пассивном процессе полагается $\omega = \text{const}$.

Подставляя определяющие соотношения (16)–(19) в (1)–(5), получим следующую систему уравнений:

$$\frac{1}{M_1} \frac{\partial p_1}{\partial t} + \frac{1}{N_{12}} \frac{\partial p_2}{\partial t} + b_1 \frac{\partial I_1}{\partial t} + \alpha_{p1} \frac{\partial \omega}{\partial t} = \frac{A(\omega)}{\mu_f} (p_2 - p_1), \quad (22)$$

$$\begin{aligned} & \frac{1}{M_2} \frac{\partial p_2}{\partial t} + \frac{1}{N_{12}} \frac{\partial p_1}{\partial t} + b_2 \frac{\partial I_1}{\partial t} + \\ & + \alpha_{p2} \frac{\partial \omega}{\partial t} - \nabla \left(\frac{k_2(p_2)}{\mu_f} \nabla p_2 \right) = \frac{A(\omega)}{\mu_f} (p_1 - p_2), \end{aligned} \quad (23)$$

$$(\lambda + 2\mu) \nabla I_1 = b_1 \nabla p_1 + b_2 \nabla p_2 + \alpha \nabla \omega, \quad (24)$$

где $M_\alpha^{-1} = N_\alpha^{-1} + \Phi_\alpha K_f^{-1}$.

ВОЛНЫ ДЕПРЕССИИ И ПОВРЕЖДЕНИЯ

Система уравнений (22)–(24) описывает сопряженные процессы движения флюидов, деформирования и рассеянного растрескивания скелета среды с двойной пористостью. Большой

интерес представляет процесс растрескивания во время распространения волны депрессии в окрестности скважин или системы трещин гидроразрыва. Рассмотрим одномерный случай. Помимо относительной простоты этот случай имеет и практическое значение, поскольку он описывает процессы вблизи длинной плоской трещины гидроразрыва.

Действительно, основной метод добычи газа или нефти, разработанный для сланцевых месторождений в США, включает горизонтальное бурение и серию последовательных гидроразрывов пласта. В окрестности каждой трещины гидроразрыва создается область, называемая стимулированным объемом (*stimulated reservoir volume*, SRV), содержащая систему гидродинамически связанных вторичных трещин [Warpinski et al., 2009; Wu et al., 2014; Barati, Lang, 2014]. Протяженность стимулированного объема по нормали к плоскости трещин гидроразрыва ограничена расстоянием между соседними трещинами, как показано на рис. 1, и может быть много меньше их длины (диаметра).

Рассмотрим плоскую трещину бесконечной протяженности в пористой среде с начальным давлением в каждой из подсистем p_0 . Пусть нормальная к плоскости трещины компонента полного тензора напряжения σ_0 , давление на плоской границе постоянно и меньше, чем p_0 . Пренебрежем силой гравитации. В этом случае уравнение равновесия (5) с учетом (16) после интегрирования по координате вдоль нормали к плоскости трещины принимает вид:

$$\sigma_0 = \Lambda I_1 - \sum_{\alpha} b_{\alpha} p_{\alpha} - \alpha \omega, \quad (25)$$

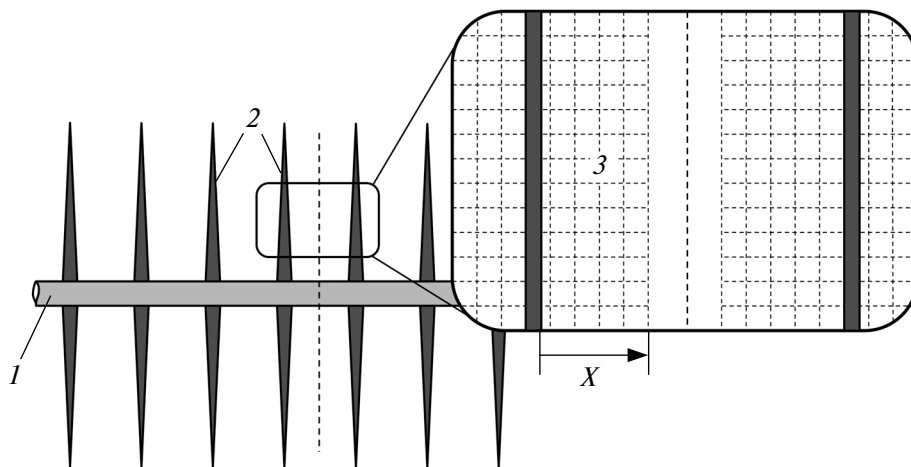


Рис. 1. К пояснению постановки задачи: 1 – скважина, 2 – магистральные трещины, 3 – стимулированный объем, содержащий систему вторичных трещин; X – протяженность стимулированного объема по нормали к плоскости трещины гидроразрыва.

где $\Lambda = \lambda + 2\mu$. С учетом соотношения при одноосной деформации $J = -\sqrt{2/3}I_1$ и уравнения (25), соотношение (20) приводится к виду:

$$\omega(x, t) = \max_{\tau \in [0, t]} (\chi_1 p_1(x, \tau) + \chi_2 p_2(x, \tau) - \Gamma, 0), \quad (26)$$

где x — координата, в направлении нормали к плоскости трещины. В (26) использованы следующие обозначения:

$$\Gamma = \frac{\gamma - (\alpha - \alpha_J \sqrt{2/3}) \sigma_0 / \Lambda}{\beta - (\alpha - \alpha_J \sqrt{2/3}) \alpha / \Lambda}, \quad (27)$$

$$\chi_1 = \frac{\alpha_{p1} + (\alpha - \alpha_J \sqrt{2/3}) b_1 / \Lambda}{\beta - (\alpha - \alpha_J \sqrt{2/3}) \alpha / \Lambda}$$

$$\chi_2 = \frac{\alpha_{p2} + (\alpha - \alpha_J \sqrt{2/3}) b_2 / \Lambda}{\beta - (\alpha - \alpha_J \sqrt{2/3}) \alpha / \Lambda}. \quad (28)$$

Согласно уравнению (26), если известны механические свойства материала, поврежденность зависит от истории изменения давления в подсистемах и напряженно-деформированного состояния среды. Далее рассматривается случай $\chi_2 < 0$, так как только в этом случае возможно развитие поврежденности. Пренебрегая зависимостью емкостных свойств матрицы от поврежденности, а также перекрестными членами в системе (22)–(23) по сравнению с диагональными членами, т.е., принимая условие:

$$\frac{1}{N_{12}} + \frac{b_1 b_2}{\Lambda} \ll \frac{1}{M_k} + \frac{b_k^2}{\Lambda}, \quad k = 1, 2, \quad (29)$$

получим следующую систему уравнений:

$$\frac{\partial p_1}{\partial t} = A'(\omega)(p_2 - p_1), \quad (30)$$

$$\frac{\partial p_2}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial x} \left(K_p(p_2) \frac{\partial p_2}{\partial x} \right) = r A'(\omega)(p_1 - p_2), \quad (31)$$

где использованы обозначения:

$$r = \left(\frac{1}{M_1} + \frac{b_1^2}{\Lambda} \right) / \left(\frac{1}{M_2} + \frac{b_2^2}{\Lambda} \right), \quad (32)$$

$$K_p = \frac{k_2(p_2)}{\mu_f} / \left(\frac{1}{M_2} + \frac{b_2^2}{\Lambda} \right), \quad A'(\omega) \frac{A(\omega)}{\mu_f} / \left(\frac{1}{M_1} + \frac{b_1^2}{\Lambda} \right).$$

Система (30)–(31) решалась численно с использованием полностью неявной схемы второго порядка по пространству и первого порядка по времени.

Прежде обсуждения результатов численных расчетов, рассмотрим вариант задачи, допускающей аналитическое решение.

АВТОМОДЕЛЬНОЕ РЕШЕНИЕ ЗАДАЧИ О РАСПРОСТРАНЕНИИ ВОЛНЫ ДЕПРЕССИИ И ПОВРЕЖДЕНИЯ

Имеется связанный процесс депрессии и разрушения, вызванный понижением порового давления на границе полупространства $x > 0$ от начального пластового давления $p_2(x, 0) = p_0$, которое полагается равным в трещинах и матричных блоках, до некоторого значения $p_2(0, t) = p_f$. Для простоты считаем, что проводимость и емкость системы магистральных трещин — постоянные величины, зона трещиноватости является неограниченной. В начальный момент времени $p_1(x, 0) = p_0$, $\omega(x, 0) = 0$. Процесс разрушения инициируется уменьшением давления p_2 до значения p_f , соответствующего началу разрушения в соответствии с (26). Выполнение условия $\omega = 0$ определяет положение фронта разрушения. Поровое давление в матричных блоках до момента начала разрушения остается постоянным и равным начальному значению p_0 . После начала разрушения, вследствие появившейся гидродинамической связи между подсистемами двойной пористости, происходит постепенное выравнивание давлений p_1 и p_2 . При $t \rightarrow \infty$ по мере того как протяженность Δ пространственной области в которой происходит выравнивание давлений ($\Delta \sim 1/\sqrt{t}$) становится много меньше расстояния пройденного фронтом разрушения, решение для давлений как функция переменной $\xi = x/\sqrt{t}$ стремится к автомодельному пределу. В автомодельном решении зона выравнивания давлений представлена скачками давления p_1 , производной $dp_2/d\xi$ и поврежденности на фронте разрушения $\xi = \xi_f$. Уравнение для p_2 имеет вид:

$$\frac{\partial p_2}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial x} \left(\kappa_2 \frac{\partial p_2}{\partial x} \right) = 0, \quad \text{при } x > \xi_f \sqrt{t}, \quad (33)$$

$$(1+r) \frac{\partial p_2}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial x} \left(\kappa^* \frac{\partial p_2}{\partial x} \right) = 0, \quad \text{при } x < \xi_f \sqrt{t}. \quad (34)$$

Здесь $r = \varphi_1 / \varphi_2$, $\kappa_2 = \lambda_2 / (\varphi_2 K)$, где: λ_2 , φ_2 , – подвижность флюида и объемная доля (пористость) системы магистральных трещин; $\kappa^* = \lambda^* / (\varphi_2 K)$; λ^* – подвижность флюида в разрушенной среде. Далее считаем, что $\lambda^* = \text{const}$. Это возможно, если разрушение происходит только на фронте разрушения (это имеет место в случае $\chi_2 < 0$ и $\chi_1 < 0$) или же, если (при $\chi_2 < 0$, $\chi_1 > 0$) разрушение в области $x < \Lambda_f \sqrt{t}$ не приводит к существенному изменению подвижности флюида в системе магистральных трещин. В последнем случае можно считать $\lambda^* = \lambda_2$. Решение, удовлетворяющее условиям на разрыве, имеет вид:

$$p_2(x, t) = \begin{cases} p_b + \frac{p_f - p_b}{\text{erf}\left(\frac{\xi_f}{\sqrt{4\kappa^* t}}\right)} \text{erf}\left(\frac{x}{\sqrt{4\kappa^* t}}\right), & x \leq \xi_f \sqrt{t} \\ p_0 - \frac{p_0 - p_f}{1 - \text{erf}\left(\frac{\xi_f}{\sqrt{4\kappa_2 t}}\right)} \left(1 - \text{erf}\left(\frac{x}{\sqrt{4\kappa_2 t}}\right)\right), & x > \xi_f \sqrt{t} \end{cases} \quad (35)$$

где ξ_f определяется как решение нелинейного уравнения, которое следует из соотношений на разрыве:

$$\sqrt{\kappa^*} \frac{p_f - p_b}{\text{erf}\left(\frac{\xi_f}{\sqrt{4\kappa^* t}}\right)} \exp\left(-\frac{\xi_f^2}{4\kappa^* t}\right) = \sqrt{\kappa_2} \frac{p_0 - p_f}{1 - \text{erf}\left(\frac{\xi_f}{\sqrt{4\kappa_2 t}}\right)} \exp\left(-\frac{\xi_f^2}{4\kappa_2 t}\right) + r(p_0 - p_f) \xi_f. \quad (36)$$

Решения, соответствующие различным значениям r , показаны на рис. 2.

Излом на кривых соответствует положению фронта разрушения. При увеличении емкости матричных блоков (т.е. при увеличении r) скорость распространения фронта разрушения уменьшается. В соответствии с (35), зависимость дебита q , приходящегося на единицу площади, от времени совпадает с зависимостью для случая отсутствия разрушения, а именно, $q \sim 1/\sqrt{t}$ как в бесконечном однородном пласте. При этом на

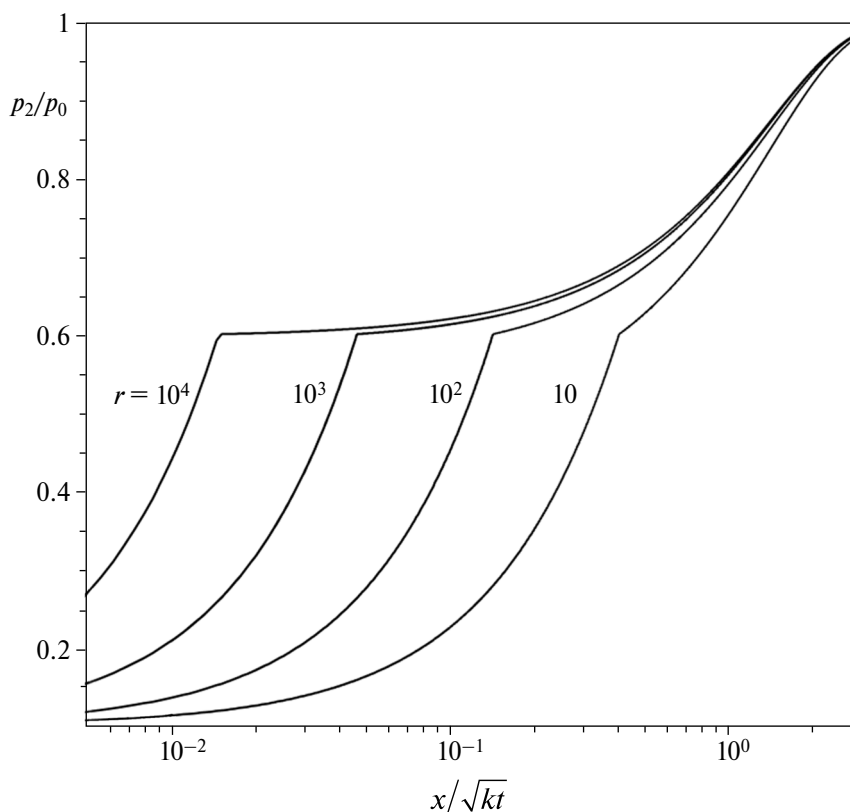


Рис. 2. Асимптотическое при $t \rightarrow \infty$ решение задачи о распространении волны разрушения в полупространстве $x > 0$, вызванной понижением порового давления в подсистеме трещин на его границе при $x = 0$. Показано отношение давлений p_2/p_0 как функции автомодельной переменной для четырех случаев, отличающихся значением r .

больших временах отношение величины дебита при наличии разрушения q к величине дебита при его отсутствии q_0 есть:

$$\frac{q(t)}{q_0(t)} = \frac{p_f - p_b}{p_0 - p_b} \frac{1}{\operatorname{erf}\left(\xi_f / \sqrt{4\kappa^*}\right)}. \quad (37)$$

В зависимости от параметров задачи это отношение может быть произвольно большим. В этом случае зависимость дебита от времени при малых t имеет плато или рост на временном интервале, величина которого определяется временем перераспределения флюидов между подсистемами.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЧИСЛЕННЫХ РАСЧЕТОВ

Вернемся к полной постановке задачи. Пусть для простоты $K_p = \text{const}$, $A'(\omega) = A_\omega \omega^2$. Для заданной протяженности зоны проводящих трещин X (см. рис. 1) определим временной масштаб $t_m = X^2/K_p$. Используя масштабы t_m , X , p_0 для давления, перепишем систему (30), (32) в безразмерном виде:

$$\frac{\partial p_1}{\partial t} = A \omega^2 (p_2 - p_1), \quad (38)$$

$$\frac{\partial p_2}{\partial t} - \frac{\partial^2 p_2}{\partial x^2} = r A \omega^2 (p_1 - p_2), \quad (39)$$

где безразмерный коэффициент $A = A_\omega / t_m$.

При $\chi_2 < 0$ получается выражение для поврежденности:

$$\omega(x, t) = \max_{\tau \in [0, t]} (\chi p_1(x, \tau) - p_2(x, \tau) - \Gamma', 0). \quad (40)$$

Здесь и далее имеются ввиду безразмерные величины, $\chi = \chi_1/|\chi_2|$, $\Gamma' = \Gamma/(|\chi_2| p_0)$. Пусть

$$\Gamma' = \chi p_1(x, 0) - p_2(x, 0). \quad (41)$$

С учетом результатов (см. работу [Извеков и др., 2020]), справедливо приближенное равенство:

$$\chi \approx \frac{1 + \frac{K}{\Lambda} \left(1 - \frac{\alpha}{\alpha_j} \sqrt{2/3}\right) b_1}{b_2 \left|1 - \frac{K}{\Lambda} \left(1 - \frac{\alpha}{\alpha_j} \sqrt{2/3}\right)\right|} \operatorname{sign} \left(\beta - \frac{\alpha^2}{\Lambda} \left(1 - \frac{\alpha}{\alpha_j} \sqrt{2/3}\right) \right). \quad (42)$$

Для сланцев можно сделать следующие оценки параметров модели [Извеков и др.,

2020]. $\alpha_j/\alpha \approx 3 - 7v + 2v^2/\sqrt{6}(1 - v^2)$, $K/\Lambda = 3(1 - 2v)/(1 - v^2)$, где v – коэффициент Пуассона матрицы. Когда $v = 0.2 - 0.35$ значение α_j/α лежит в интервале $0.77 - 1.07$, а $K/\Lambda \approx 1.88 - 1.03$. Величина $b_1/b_2 \approx 10^{-2} - 10^2$ зависит от упругих свойств матрицы и характеристик системы трещин. Для определенности возьмем $b_1/b_2 = 10$, $b_1 = 1$, тогда параметр $\chi > 0$ лежит в интервале $16.2 - 18.0$ в зависимости от коэффициента Пуассона. Свойства горных пород варьируются в широком диапазоне, таким образом, нельзя утверждать, что параметр χ всегда положителен. Более того, система уравнений (38), (39) при положительных и при отрицательных χ имеет принципиально различные решения.

Дополним уравнения (38), (39) начальными условиями $p_1 = p_2 = 1$, $\omega = 0$ в слое $0 < x < 1$, и граничными условиями $p_2 = 0.1$ при $x = 0$, $\partial p_2 / \partial t = 0$ при $x = 1$. Эта задача моделирует распространение волны депрессии и соответствующей зоны поврежденности в ограниченной зоне проводящих трещин в окрестности протяженной планарной трещины гидроразрыва. Решение рассматривается на отрезке времени, на котором волна депрессии не достигает правой границы слоя, т.е. изменением давления в проводящей подсистеме на правой границе слоя ($x = 1$) можно пренебречь. Примем в расчетах $A = 10^4$. В зависимости от знака χ возможны два типа решений. Случай $\chi < 0$. Повреждения начинают накапливаться в результате снижения давления в подсистеме 2. Снижение давления в подсистеме 1 ускоряет процесс разрушения. Эволюция зоны разрушения показана на рис. 3а. Случай $\chi > 0$. Как и в предыдущем случае, повреждения начинают накапливаться в результате снижения давления в подсистеме 2. Снижение давления в подсистеме 1 замедляет процесс разрушения. Результатом этого замедления является быстрое по сравнению с предыдущим случаем уменьшение скачка поврежденности в зависимости от x . Эволюция поврежденности показана на рис. 4а. Давления в подсистемах p_1 и p_2 в зависимости от расстояния до границы в момент времени $t = 32$ для рассматриваемых случаев показаны на рис. 3б и рис. 4б. Особенностью решения при $\chi > 0$ является то, что, начиная с некоторого расстояния, за скачком поврежденности реализуется близкое к стационарному значение ω , что следует из сравнения значений параметра поврежденности при $x = 0.2$ в моменты времени $t = 32$ и $t = 64$.

Зависимость дебита от времени в широком диапазоне параметра r показана на рис. 4.

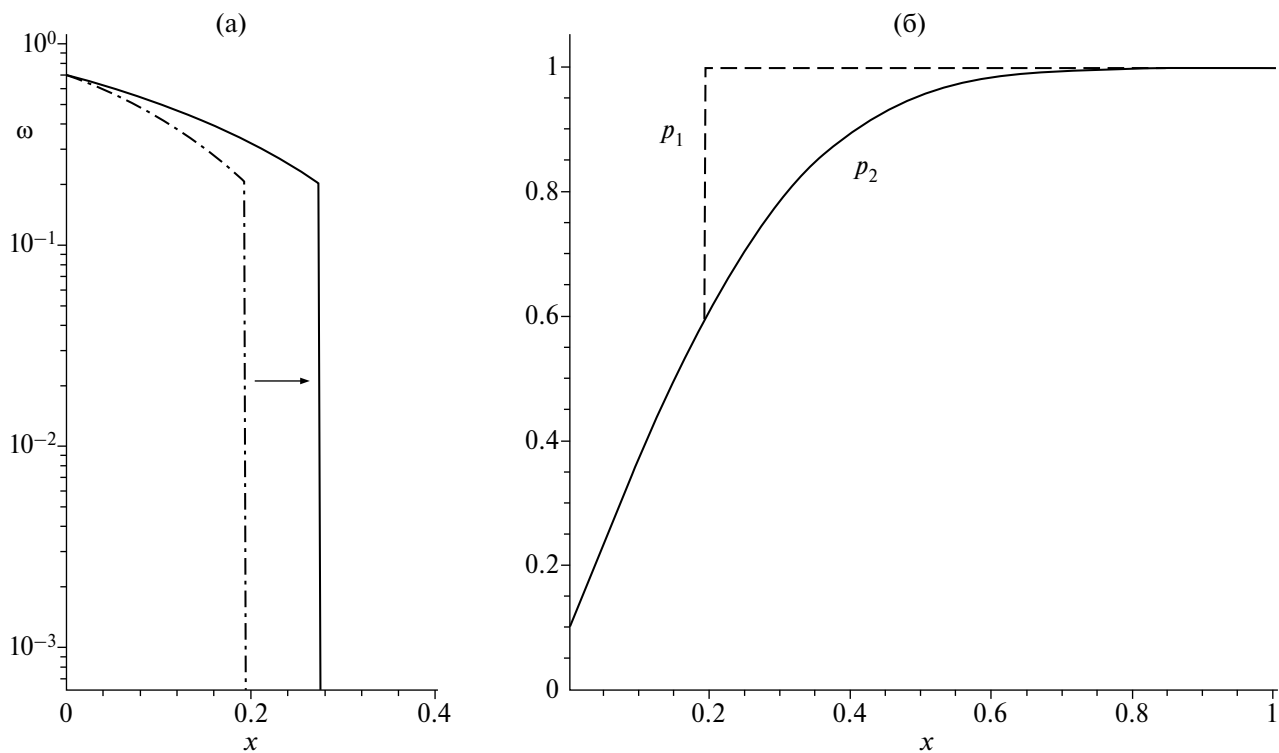


Рис. 3. (а) — профиль поврежденности при $t=32$ (штрихпунктирная линия), при $t=64$ (сплошная линия); (б) — профили давлений при $t=32$. Параметры $\chi_1 = -0.5$, $\chi_2 = -0.5$, $r = 10^3$.

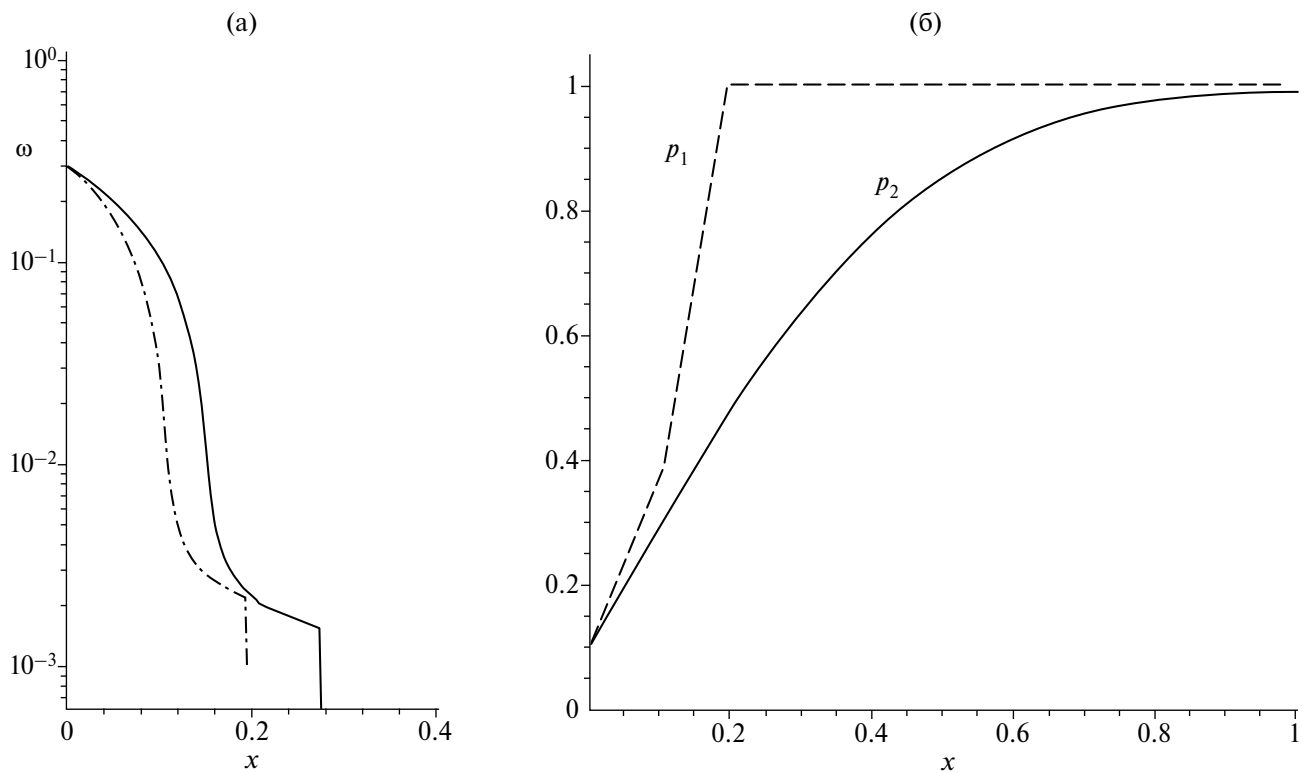


Рис. 4. (а) — профиль поврежденности при $t=32$ (штрихпунктирная линия), при $t=64$ (сплошная линия); (б) — профили давлений при $t=32$. Параметры $\chi_1 = 0.5$, $\chi_2 = -1.5$, $r = 10^3$.

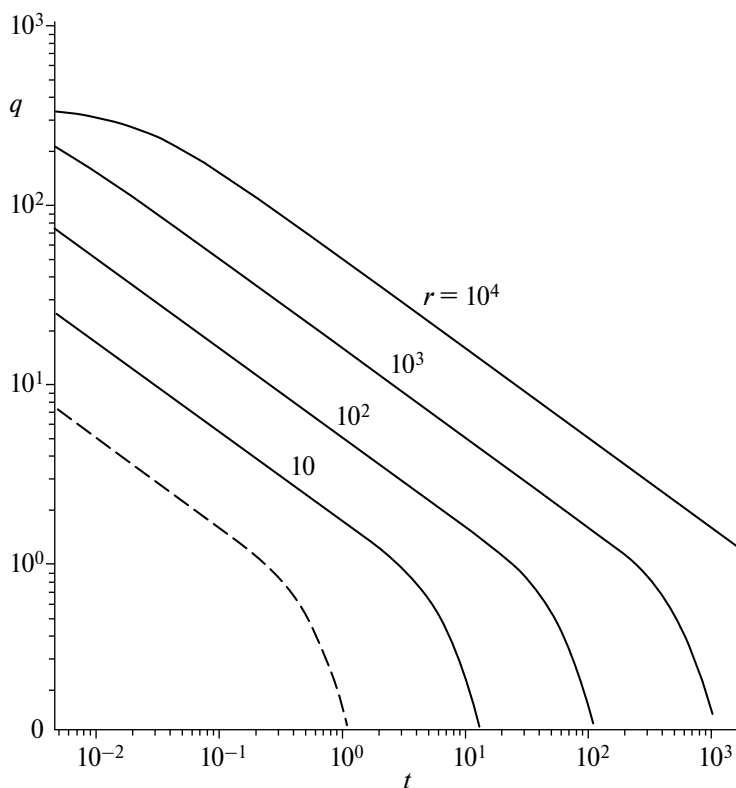


Рис. 5. Зависимость дебита от безразмерного времени для различных значений параметра r . Пунктирной линией показан дебит для неповреждаемой матрицы (без массообмена между подсистемами).

Пунктирная линия соответствует решению без накопления повреждений, то есть без обмена массой между подсистемами. Из рисунка следует, что все решения имеют промежуточную асимптотику $q \propto 1/\sqrt{t}$. Начальная стадия при больших r характеризуется практически постоянным во времени расходом. На больших временах видно снижение дебита из-за влияния ограниченной протяженности зоны проводящих трещин. При выбранном значении обменного коэффициента $A=10^4$ при появлении повреждения выравнивание давлений происходит достаточно быстро, таким образом, в рассматриваемом случае дебит не чувствителен к величине и знаку параметра χ .

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Линеаризованная феноменологическая модель, описывающая сопряженные процессы течения жидкости в системе трещин, массообмен между матрицей и трещинами, деформацию скелета и повреждение матрицы содержит большое количество эмпирических параметров. В частной одномерной задаче модель сводится

к более простой модели с меньшим количеством параметров (пороупругие константы и другие параметры объединяются в комплексы). Это позволяет прогнозировать распространение зоны поврежденности и влияние АВПД на дебит флюида. Постановка представленной в настоящей работе задачи приближенно соответствует конфигурации горизонтальной скважины с множественным гидроразрывом пласта. Предполагается, что в окрестности трещин гидроразрыва предварительно созданы области гидродинамически связанной вторичной трещиноватости (стимулированный объем), протяженность которых ограничена расстоянием между магистральными трещинами. Задача при постоянной депрессии была решена численно. Решения имеют форму волны депрессии и следующей за ней волны разрушения. В начальный период дебит жидкости демонстрирует высокие значения, близкие к постоянным, что определяется параметрами модели. Все решения имеют промежуточную асимптотику, как в процессе без накопления повреждений. Такое поведение связано с предположением, что проницаемость системы трещин постоянна. Также получено

автомодельное аналитическое решение в приближении скачкообразного накопления поврежденности на фронте разрушения.

В статье [Извеков и др., 2020] обсуждается похожая задача, но в бесконечном пласте и цилиндрической симметрии. Получившаяся в расчетах пространственная ограниченность поврежденной зоны связана с концентрацией напряжений в окрестности скважины [Извеков и др., 2020]. В настоящем исследовании процесс распространения поврежденной зоны ограничен только конечной протяженностью зоны проводящих трещин.

Рассматриваемый процесс можно назвать “вынужденным авторывом”, так как причина разрыва – АВПД, а провоцируется процесс изменением внешних условий. Таким образом, собственно автофлюидоразрыв можно назвать “спонтанным авторывом”.

Детальное моделирование сопряженных процессов рассеянного разрушения и течения жидкости представляет собой сложную вычислительную задачу. В дальнейшем необходимо уточнить такие детали модели, как влияние повреждения на массообмен между трещинами и блоками матрицы, влияние давления на проницаемость, анизотропию скелета и др. Дальнейшая работа связана с решением вспомогательных расчетных задач, проведением экспериментов и сравнением предсказаний модели с полевыми данными.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование поддержано Российским научным фондом (грант №23-21-00175).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев А.Д. Баженовская свита: в поисках большой сланцевой нефти на Верхнем Салыме // *Rogtec Magazine*. 2013. Т. 34. С. 15–39.
- Извеков О.Я., Кондауров В.И. Модель пористой среды с упругим трещиноватым скелетом // *Физика Земли*. 2009. № 4. С. 31–42.
- Извеков О.Я., Конюхов А.В., Чепрасов И.А. Термодинамически согласованная модель фильтрации в среде с двойной пористостью с учетом рассеянного разрушения матрицы // *Физика Земли*. 2020. № 5. С. 103–116.
- Кондауров В.И. Механика и термодинамика насыщенной пористой среды. М.: МФТИ. 2007. 310 с.
- Кондауров В.И., Фортвов В.Е. Основы термомеханики конденсированной среды. М.: МФТИ. 2002. 336 с.
- Панарин А.Т., Фомин А.В. Российская нефть баженом прирастать станет // *Георесурсы*. 2016. Т. 18. № 4. Ч. 2. С. 325–330.
- Труделл К.А. Первоначальный курс рациональной механики сплошных сред. М.: Мир. 1975. 592 с.
- Abousleiman Y., Nguyen V. Poromechanics response of inclined wellbore geometry in fractured porous media // *J. engineering mechanics*. 2005. V. 131. № 11. P. 1170–1183.
- Bai M., Roegiers J.C., Elsworth D. Poromechanical response of fractured-porous rock masses // *Journal of Petroleum Science and Engineering*. 1995. V. 13. № 3–4. P. 155–168.
- Baihly J.D., Malpani R., Edwards C., Han S.Y., Kok J.C., Tollefsen E.M., Wheeler C.W. Unlocking the shale mystery: How lateral measurements and well placement impact completions and resultant production. In *Tight Gas Completions Conference*. OnePetro. 2010.
- Barati R., Liang J.T. A review of fracturing fluid systems used for hydraulic fracturing of oil and gas wells // *J. Appl. Polym. Sci*. 2014. V. 131. № 16. Paper ID 40735.
- Barenblatt G.I., Zheltov Y.P., Kochina I.N. 1960. Basic concepts in the theory of seepage of homogeneous liquids in fissured rocks // *PMM*. V. 24. № 5. P. 852–864.
- Berryman J.G., Pride S.R. Models for computing geomechanical constants of double-porosity materials from the constituents properties // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2002. V. 107. № B3. P. ECV 2–1–ECV 2–14.
- Dokhani V., Yu M., Bloys B. A wellbore stability model for shale formations: accounting for strength anisotropy and fluid induced instability // *Journal of Natural Gas Science and Engineering*. 2016. V. 32. P. 174–184.
- Engelder T., Lacazette A. Natural hydraulic fracturing // *Proceedings of the International Symposium on Rock Joints*, 4–6 June at Loen, Norway. 1990. P. 35–43.
- Eseme E., Urai J.L., Krooss B.M., Littke R. Review of mechanical properties of oil shales: implications for exploitation and basin modeling // *Oil Shale*. 2007. V. 24. № 2.
- Griffith A.A. The Phenomena of Rupture and Flow in Solids // *Phil. Trans. Roy. Soc*. 1921. V. 221. P. 163–19.
- Lemaitre J. A Course on Damage Mechanics. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 1996. 228 p.
- Li S., George J., and Prudy C. Pore-pressure and wellbore stability prediction to increase drilling efficiency // *J. Pet. Technol*. 2012. V. 64. № 2. P. 98–101.
- Luo X., Vasseur G. Natural hydraulic cracking: numerical model and sensitivity study // *Earth and Planetary Science Letters*. 2002. V. 201. № 2. P. 431–446.
- Ma X., Zabaras N. An adaptive hierarchical sparse grid collocation algorithm for the solution of stochastic differential equations // *Journal of Computational Physics*. 2009. V. 228. № 8. P. 3084–3113.
- Ma Y.Z., Holditch S. Unconventional oil and gas resources handbook: Evaluation and development. Gulf professional publishing. 2015.
- Mehrabian A., Abousleiman Y.N. Gassmann equations and the constitutive relations for multiple-porosity and multiple-permeability poroelasticity with applications to oil and gas shale // *Int. J. Numer. Anal. Methods Geomech*. 2015. V. 39. № 14. P. 1547–1569.

- Murakami S.* Continuum Damage Mechanics. Springer Netherlands. 2012. 402 p.
- Ougier-Simonin A., Renard F., Boehm C., Vidal-Gilbert S.* Microfracturing and microporosity in shales // *Earth-Science Reviews*. 2016. V. 162. P. 198–226.
- Ougier-Simonin A., Renard F., Boehm C., Vidal-Gilbert S.* Microfracturing and microporosity in shales // *Earth-Science Reviews*. 2016. V. 162. P. 198–226.
- Saif T., Lin Q., Bijeljic B., Blunt M.J.* Microstructural imaging and characterization of oil shale before and after pyrolysis // *Fuel*. 2017. V. 197. P. 562–574.
- Saif T., Lin Q., Gao Y., Al-Khulaifi Y., Marone F., Hollis D., Blunt M.J., Bijeljic B.* 4d in situ synchrotron X-ray tomographic microscopy and laser-based heating study of oil shale pyrolysis // *Applied Energy*. 2019. V. 235. P. 1468–1475.
- Secor Jr. D.T.* Role of Fluid pressure in jointing // *American Journal of Science*. 1965. V. 263. № 8. P. 633–646.
- Snow D.T.* Rock fracture spacings, openings, and porosities // *J. Soil Mechanics & Foundations Division*. 1968. V. 94. № 1. P. 73–92.
- Sonnenberg S.A., Pramudito A.* Petroleum geology of the giant Elm Coulee field, Williston Basin // *AAPG Bull.* 2009. V. 93. № 9. P. 1127–1153.
- Thompson J.M., Nobakht M., Anderson D.M.* Modeling well performance data from overpressured shale gas reservoirs // *Canadian Unconventional Resources and International Petroleum Conference*. Society of Petroleum Engineer. 2010. SPE-137755-MS.
- Truesdell C. and Noll W.* The non-linear field theories of mechanics. In *The non-linear field theories of mechanics*. Springer, Berlin, Heidelberg. 2004. P. 1–579.
- Warpinski N.R., Mayerhofer M.J., Vincent M.C., Cipolla C.L., Lolon E.P.* Stimulating unconventional reservoirs: maximizing network growth while optimizing fracture conductivity // *J. Can. Pet. Technol.* 2009. V. 48. № 10. P. 39–51.
- Warren J.E., Root P.J.* The behavior of naturally fractured reservoirs // *SPE J.* 1963. V. 3. № 03. P. 245–255.
- Wu Y.S., Li J., Ding D., Wang C., and Di Y.* A generalized framework model for the simulation of gas production in unconventional gas reservoirs // *SPE J.* 2014. V. 19. № 5. P. 845–857.
- Ye Z., Ghassemi A., Riley S.* Fracture properties characterization of shale rocks. *Unconventional Resources Technology Conference*. San Antonio. Texas. 1–3 August 2016. Society of Exploration Geophysicists, American Association of Petroleum Geologists, Society of Petroleum Engineers. 2016. P. 1083–1095.
- Zimmerman R.W., Chen G., Hadgu T., Bodvarsson G.S.* A numerical dual-porosity model with semianalytical treatment of fracture/matrix flow // *Water Resour. Res.* 1993. V. 29. № 7. P. 2127–2137.

Modeling of Filtration and Scattered Fracture in Fractured Zones with Abnormally High Formation Pressure

O. Ya. Izvekov^{a, *}, A. V. Konyukhov^{a, b}, and Yu. N. Izvekova^a

^a*Moscow Institute of Physics and Technology (National Research University), Moscow, 115184 Russia*

^b*Joint Institute for High Temperatures, Russian Academy of Sciences, Moscow, 125412 Russia*

*e-mail: izvekov_o@inbox.ru

Received April 3, 2023

revised July 4, 2023

accepted July 7, 2023

Abstract — A model of a double-porosity medium with a damageable matrix under the action of anomalously high formation pressure is discussed. It is assumed that damage in the matrix enhances mass transfer between the subsystems of the medium. The problem of the coupled process of fracture and fluid flow in a fractured porous medium in one-dimensional (1D) statement is solved numerically. The limited spatial extent of the zone of conductive fractures is taken into account.

Keywords: double porosity, porous medium, filtration, scattered fracture, damage theory, abnormally high formation pressure (AHFP)

УДК 550.312:550.348.432

ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ШТОРМОВЫХ МИКРОСЕЙСМ НА ДОЛГОВРЕМЕННЫЕ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИЕ ИЗМЕРЕНИЯ

© 2024 г. М. Н. Дробышев^{1,2, *}, Д. В. Абрамов¹, В. Н. Конешов^{1,2, **}, Д. А. Малышева²

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

²Владимирский государственный университет им. А.Г. и Н.Г. Столетовых, г. Владимир, Россия

*E-mail: Drmika88@gmail.com

**E-mail: slavakoneshov@hotmail.com

Поступила в редакцию 03.04.2023 г.

После доработки 06.07.2023 г.

Принята к публикации 11.07.2023 г.

В данной работе была проведена оценка уровня влияния штормовых микросейсм на долговременные гравиметрические измерения. Гравиметрические измерения выполнялись в пунктах “Запольское”, “Обнинск” и “Мурманск” относительными гравиметрами CG-5 Autograv. Сейсмические измерения выполнялись параллельно с гравиметрическими в пункте “Запольское”, на основании анализа которых была показана возможность применения сейсмической информации в качестве контрольной для оценки высокочастотной шумовой составляющей гравиметрических данных. Дополнительная сейсмическая информация была взята с сервисов Incorporated Research Institutions for Seismology, по которой было выявлено соответствие затухания шумовой составляющей гравиметрических измерений и данных смоделированного чувствительного элемента гравиметра, использующего сейсмические ряды в качестве входной информации. Была получена первая характеристика фонового шума гравиметрических измерений, вызванного штормами, в пункте г. Мурманск. Также была уточнена возможность прогнозирования погрешности измерений на основе метеорологического прогноза, что может быть полезно при планировании гравиметрических работ.

Ключевые слова: высокоточные гравиметрические наблюдения, микросейсмические колебания, среднеквадратическое отклонение, оценка влияния микросейсм на долговременные гравиметрические измерения.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0002333724010139>, **EDN:** DRPSXK

ВВЕДЕНИЕ

Выполнение наземной гравиметрической съемки разделяется на два равно необходимых этапа — это выполнение полевых и опорных измерений. При этом точность опорных измерений в значительной степени важна для качества получения данных в полевых условиях, в связи с чем в ИФЗ РАН проводятся исследования по оценке влияния внешних факторов на гравиметрические измерения в условиях геофизических обсерваторий.

Ранее были определены особенности построения и использования наземного сейсмогравиметрического комплекса [Абрамов и др., 2010]. Долговременные измерения, выполняемые с помощью данного комплекса, лежат в основе

дальнейших исследований по комплексной обработке геофизической информации.

При проведении долговременных гравиметрических наблюдений на комплекс влияет множество различных внешних факторов. Наиболее значительное воздействие на гравиметрические измерения оказывают приливные, сейсмические и метеорологические явления. В ходе проведенных ранее исследований определен уровень влияния землетрясений и метеорологических факторов, в том числе сезонных [Абрамов и др., 2013б; Дробышев 2014; Малышева и др., 2018; Конешов и др., 2023]. Оценен вклад в погрешность измерений неполного или ошибочного учета приливного и сейсмического воздействия по работам [Абрамов и др., 2013а; Дробышев, Конешов, 2013; 2014]. Оценена степень

возможного учета сейсмического воздействия, рассмотрена возможность использования сейсмических станций для оценки степени пригодности точек наблюдений к проведению высокоточных гравиметрических измерений и т.д. [Абрамов и др., 2016; Дробышев и др., 2021; 2022]. Результаты полученные в ходе исследований могут быть использованы в практической гравиметрии, при мониторинге нефтегазовых месторождений, объектов промышленности и проведении разведывательных экспедиций [Кривицкий, 2012; Грушинский, 1981].

Оценка влияния штормовых микросейсм на долговременные гравиметрические измерения является развитием идеи использования сейсмических станций для оценки степени пригодности пунктов к гравиметрическим наблюдениям. Штормовые микросейсм представляют особый интерес для исследований проводимых относительно гравиметрами, поскольку они вызваны процессами, имеющими повторяемость и разграничения по силе вызывающих их явлений [Рыкунов, 1967; Любушин, 2014; Соболев и др., 2008; Соболев, 2014; Arduin et al., 2011; Friedrich, 1998; Rhie, Romanowicz, 2006].

Целью данной работы является определение уровня влияния штормовых микросейсм на долговременные гравиметрические измерения, выполняемые на различной удаленности от источника, с помощью сейсмометрических данных. Также, учитывая наличие метеорологического прогноза, оценить возможность прогнозирования погрешности гравиметрических измерений на его основе.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

Взаимосвязь данных наземной гравиметрии и сейсмометрии является следствием того, что гравиметр и сейсмометр, действующие на одних физических принципах, устанавливаются на земной поверхности и регистрируют реакцию опоры, каждый в своей полосе пропускания. Сейсмические эффекты, попадающие в полосу пропускания гравиметра, являются помехой для гравиметрических измерений, причем иногда настолько значительной, что встроенная программная и аппаратная системы фильтрации не помогают полностью исключить их влияния [Дробышев и др., 2021; Boddice et al., 2018].

Ранее была предложена концепция математической модели чувствительного элемента гравиметра, использующей в качестве входных данных информацию, полученную с сейсмической

станции, которая позволила в значительной мере снизить эффект, оказываемый сейсмическими событиями на гравиметрические измерения [Дробышев, Конешов, 2014]. Реализация математической модели заключается в решении дифференциального уравнения колебательного звена с предварительным подбором коэффициента затухания и частоты собственного колебания маятника, максимально соответствующих данному прибору [Солодовников и др., 1993]. Далее по алгоритму, аналогичному алгоритму гравиметра, по полученным данным рассчитывается модельное значение сейсмической поправки и среднеквадратического отклонения (СКО) [Дробышев, Конешов, 2014]. По тексту статьи под сейсмическими данными будет пониматься именно СКО результатов математического моделирования чувствительного элемента гравиметра с различными сейсмометрическими измерениями в качестве входного сигнала.

В работе использовались данные, полученные одним из наиболее распространенных наземных относительных гравиметров Scintrex CG-5 Autograv, сейсмической станцией UGRA с тремя однокомпонентными датчиками CM3-OC и сейсмометрами Streckeisen STS-1 [Цифровая..., 2005; Относительный..., 2008; Manual 1986]. Гравиметрические измерения выполнялись в геофизической обсерватории "Запольское" во Владимирской области на постаменте гравиметрического пункта первого класса [ГОСТ РВ 1.1-96; Seigel, 1995].

Гравиметр регистрирует приращение силы тяжести и значение СКО, рассчитанное за время, указанное оператором, таким образом, СКО характеризует погрешность полученного единичного отсчета. Совместно с гравиметром велась запись сейсмической станцией UGRA. Приборы были установлены на одном постаменте, что позволяет считать зарегистрированные инерционные помехи идентичными по происхождению. На рис. 1 представлены ряды СКО гравиметрических данных и СКО рассчитанного по сейсмометрическим измерениям.

Использование разработанной модели чувствительного элемента гравиметра позволяет по величине сейсмического воздействия оценить значение СКО гравиметрических наблюдений. Сейсмические данные имеют техногенное или природное происхождение, последние можно разделить на сейсмические события и микросейсмический шум. В данной работе рассматриваем влияние на гравиметрические измерения микросейсмического шума природного

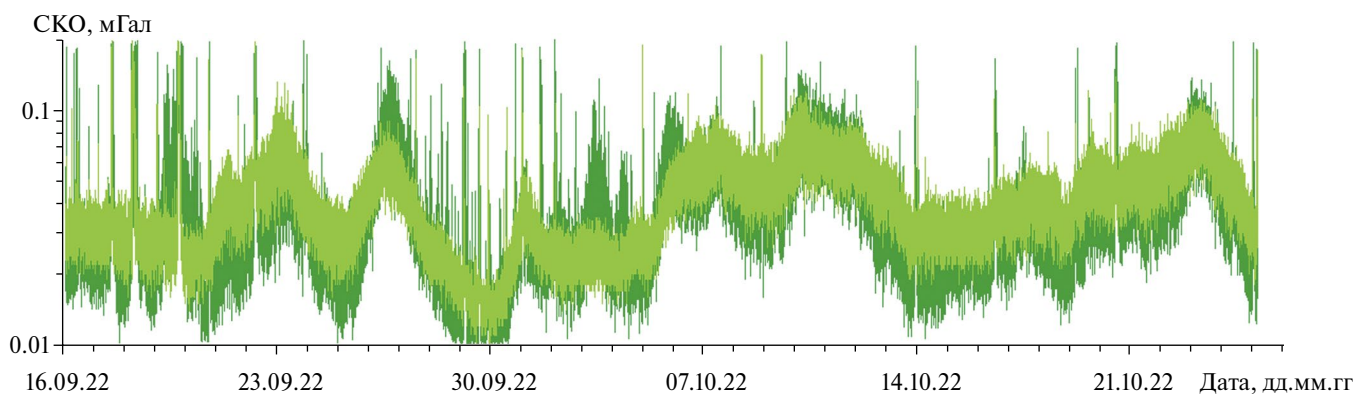


Рис. 1. Ряд СКО гравиметрических данных, полученный с прибора (светло-зеленый) и ряд СКО, рассчитанный по сейсмометрическим измерениям (темно-зеленый).

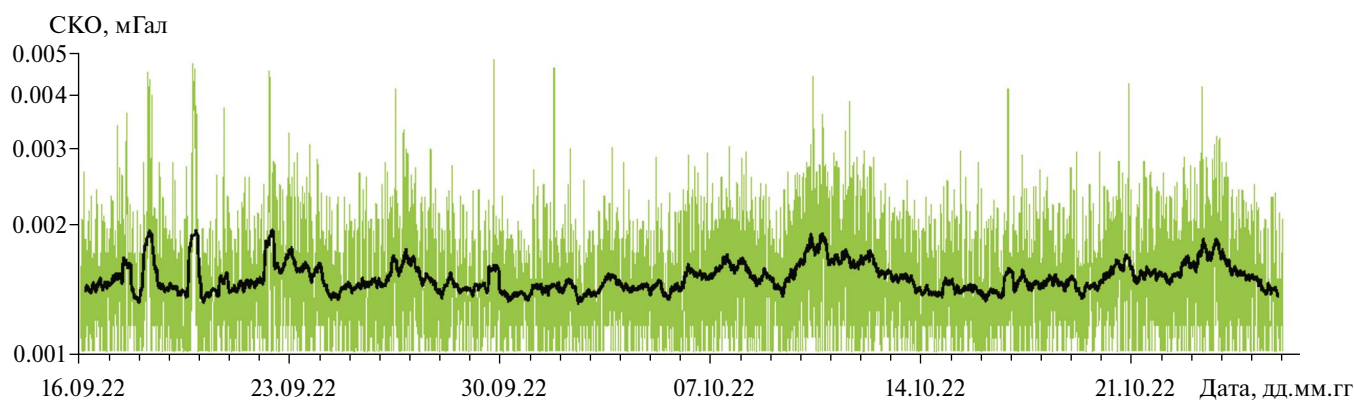


Рис. 2. Пятиминутное СКО, рассчитанное по минутным гравиметрическим отсчетам (светло-зеленый); трех-часовое среднее (черный).

происхождения, а именно штормовых микро-сейсм, не углубляясь в причины их вызывающие.

В современных гравиметрах предусмотрена система сейсмической фильтрации, но, несмотря на это, наблюдается остаточная зашумленность, вызванная тем, что в гравиметре микро-сейсмические воздействия устраняются простым осреднением [Boddice et al., 2018]. Для оценки зашумленности гравиметрического ряда было рассчитано СКО по 5-минутным отрезкам гравиметрических данных, а затем проведено осреднение скользящим 3-х часовым окном (рис. 2).

Частичное совпадение характера изменения графиков на рис. 1 и рис. 2 говорит о неполной компенсации сейсмической зашумленности математическим аппаратом гравиметра. Амплитудные отклонения отсчетов достигают 2 мГал, что в целом незначительно, но это с учетом того, что измерения проводились в сейсмически тихом месте, вдалеке от источников шума.

При мониторинге нефтегазовых месторождений, объектов промышленности и проведении разведывательных экспедиций зачастую требуется точность до 5 мГал и такая неточность уже ощутима, не говоря про то, что при приближении к источнику ошибка также будет возрастать [Кривицкий 2012; Грушинский, 1981].

РЕЗУЛЬТАТЫ

Для анализа взаимосвязи повышенного значения СКО гравиметрических данных и штормов в северных морях использовался открытый сервис Ventusky.com, который также дает прогноз погодных условий на неделю вперед. Измеренное гравиметром СКО было условно разделено по интенсивности на 4 группы, которым соответствовала различная высота волн в указанных акваториях. Для 1 группы — это 1–2 м (практически штиль), для 2 группы — 2–3 м, для 3 группы — 4–5 м, а для 4 группы высота волн достигает 5 м и выше (рис. 3).

Зафиксированный микросейсмический шум, мог быть вызван различными явлениями, но корреляция наблюдается прежде всего с высотой волн во время штормов у побережья Норвегии и севера России [Табулевич, 1986; Монахов, 1977; Рыкунов, 1967].

Для оценки степени затухания шумового воздействия на гравиметрические измерения рассмотрим величину помех на проведенных ранее синхронных измерениях в Мурманске и Обнинске [Абрамов и др., 2020]. СКО измерений в Обнинске разделено по интенсивности, аналогичной измерениям во Владимире (рис. 4). У берегов Норвегии 18.03.2018 г. зафиксирован шторм с высотой волн, превышающей 7 м, направленных в сторону берега. Далее наблюдается синхронное снижение зашумленности, до вечера 24 марта, когда в Обнинске происходит повышение СКО, вероятно связанное с прохождением антициклона, вызвавшего увеличение атмосферного давления примерно на 10 мБар.

На примере шторма 18.03.2018 г. хорошо видно увеличение уровня зашумленности данных при приближении к эпицентру событий. СКО в Мурманске достигает 0.6 мГал, в то время как в Обнинске этот же шторм вызвал повышение до 0.2 мГал.

Основываясь на полученных ранее результатах математического моделирования, которые подтверждают общую идентичность свойств СКО модельного и гравиметрических рядов, была проведена оценка уровня зашумленности в пунктах на различной удаленности от береговой линии по сейсмометрическим измерениям. Для оценки влияния прибойных волн на пунктах наблюдений использовалась сейсмометрическая информация, взятая в базе данных международной организации Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS). В пунктах были расположены идентичные сейсмометры Streckeisen STS-1 [Manual..., 1986].

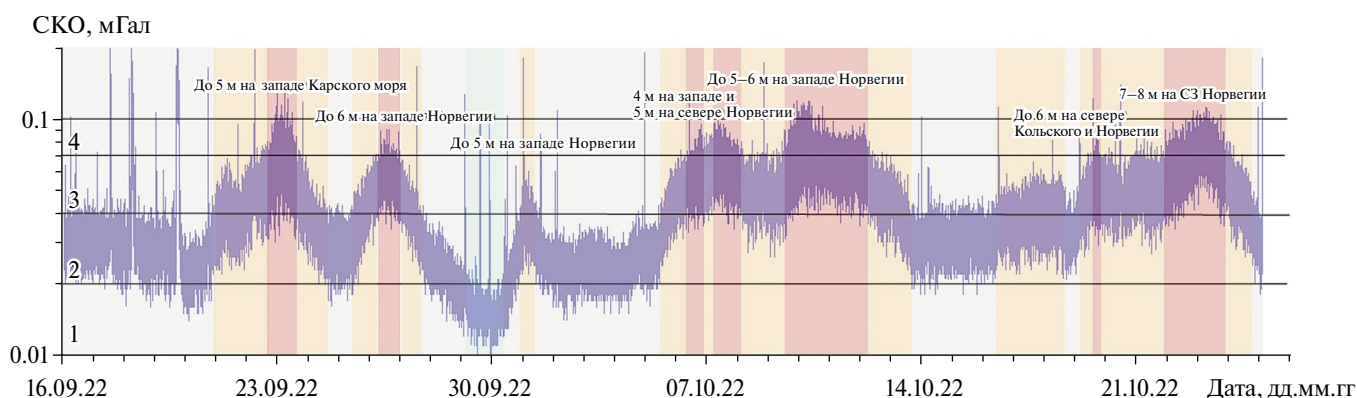


Рис. 3. Измеренное гравиметром СКО, разделенное на группы по интенсивности (горизонтальные черные линии); для 4 группы интенсивности указана высота волн и примерное место штормов.

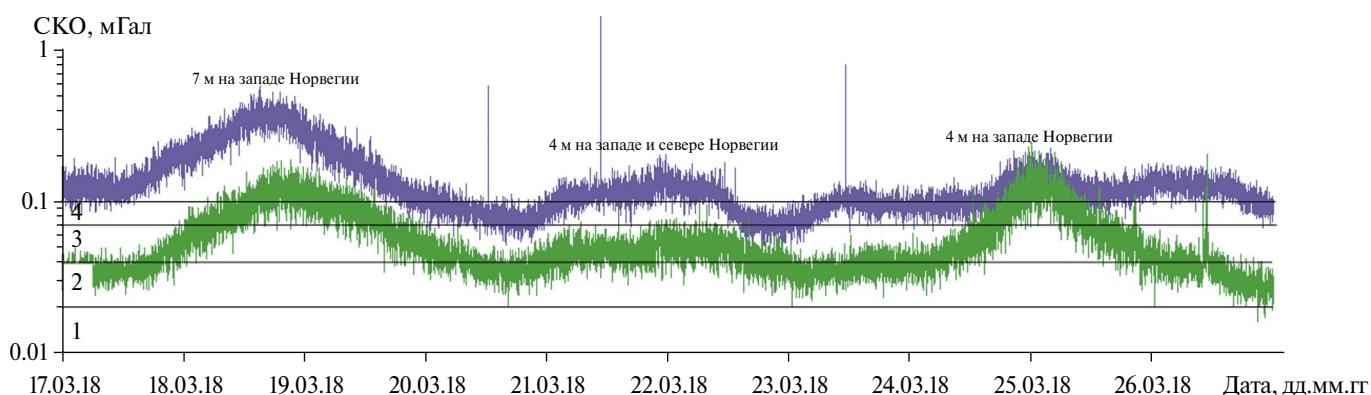


Рис. 4. СКО гравиметрических измерений в Мурманске (синий) и Обнинске (зеленый). Горизонтальными черными линиями показано разделение на группы по интенсивности шумов в Обнинске.

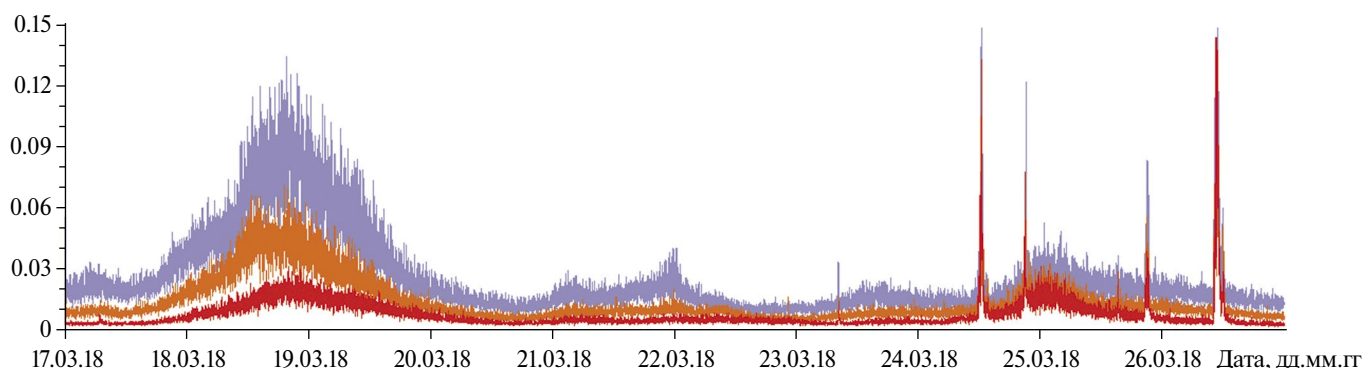


Рис. 5. SKO модельных данных сейсмических станций Обнинск (красный), Ловозеро (оранжевый) и Кево (синий).

На рис. 5 представлено SKO, рассчитанное по сейсмическим данным для трех исследуемых пунктов: Кево, Обнинск и Ловозеро. Из графиков видно, что SKO, зарегистрированное в Обнинске, достигает 0.03 (безразмерная величина) в пике шторма, в то время как в пункте Кево (Утсйоки, Финляндия), SKO достигает уже 0.13. Данные с пункта Ловозеро, находящегося на среднем расстоянии от источника, также расположены и на графике с максимумом SKO 0.06.

Интенсивность шума в пункте Кево, наиболее близком к береговой линии Норвегии, выше интенсивности шума в пункте Обнинск примерно в 4 раза. Отношение интенсивности шума гравиметрических измерений в пунктах Мурманск и Обнинск составило около 3, что меньше чем на сейсмических данных, но и Мурманск примерно на 260 км дальше от берега Норвегии, чем пункт Кево, в результате чего коэффициент соотношения можно считать заниженным, а результаты сопоставимыми. Для точного определения соотношения безусловно необходимо провести синхронные измерения не только гравиметрами, но и сейсмометрами, что является одним из планов будущих работ.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Показана зависимость интенсивности шумовой составляющей гравиметрических измерений, проводимых на разном удалении от побережья. Кроме того, было замечено, что величина SKO гравиметрических измерений зависит не только от высоты волн, но и от их направленности относительно береговой линии. Максимум погрешность достигает при направлении волн, ортогональном берегу. На основе проведенных гравиметрических измерений в Мурманске была составлена таблица соответствия уровня

зашумленности от силы штормов, являющаяся первой характеристикой зашумленности пункта.

Расчет подобной характеристики на пункт опорных гравиметрических измерений для процесса мониторинга нефтегазовых месторождений, объектов промышленности и проведения разведывательных экспедиций даст объективное представление об интенсивности шумовой составляющей, в частности в осенне-зимний период, характеризующийся повышенной штормовой активностью.

Полученные зависимости являются первой характеристикой зашумленности гравиметрических измерений в пункте, которая может быть рассчитана без проведения долговременных измерений геофизическим комплексом.

Учитывая наличие недельного метеорологического прогноза на примере сервиса Ventusky.com в части силы штормов и направления ветра, можно с определенной вероятностью прогнозировать качество выполняемой высокоточной гравиметрической съемки. Проведенные недельные наблюдения показали, что точность прогноза может быть достаточной для внесения коррективов в процесс измерений, например, приближение штормовой волны к береговой линии, прогнозируемое на

Уровень зашумленности гравиметрических измерений в пункте Мурманск, разделенный по группам, в зависимости от силы штормов

Группа	Высота волн	SKO, мГал	dG , мкГал
1	2–3	До 0.1	До 0.005
2	3–4	0.1–0.2	0.005–0.015
3	4–5	0.2–0.3	0.015–0.02
4	5 и выше	0.3 и более	0.02 и более

7-й день в 18:00, произошло в итоге в 12:00, что говорит о том, что данные прогноза следует учитывать при долгосрочном планировании как один из факторов, способствующих повышению точности съемки.

ВЫВОДЫ

1. Подтверждено значительное влияние штормовых микросейсм на высокоточные гравиметрические измерения, величина погрешности составляет порядка первых десятков мкГал, что важно для процесса мониторинга нефтегазовых месторождений, объектов промышленности и проведения разведывательных экспедиций.

2. На примере штормовых микросейсм оценено соответствие изменения шумовой составляющей, вызванного удаленностью пункта наблюдений от акваторий подверженных штормам в модельных данных, полученных по сейсмометрическим измерениям выполненным различными сейсмометрами, и в гравиметрических отсчетах, полученных идентичными поверенными приборами.

3. При наличии метеорологического прогноза в части силы штормов и направления ветра, можно запланировать возможное внесение коррективов в процесс выполнения полевых измерений и высокоточной гравиметрической съемки.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Данная работа выполнена в рамках государственного задания ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН, а также при финансовой поддержке РНФ в рамках гранта 22-17-20035.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абрамов Д.В., Бебнев А.С., Бычков С.Г., Горожанцев С.В., Герман В.И., Дробышев М.Н., Конешов В.Н., Красилов С.А., Овчаренко А.В., Юшкин В.Д. Одна из возможных причин синхронных континентальных микросейсм Северной Евразии // *Физика Земли* 2020. № 4. С. 123–131.

Абрамов Д.В., Дорожков В.В., Конешов В.Н. Особенности построения и использования наземного сейсмометрического комплекса // *Сейсмические приборы*. 2010. Т. 46. № 4. С. 5–13.

Абрамов Д.В., Дробышев М.Н., Конешов В.Н. Уточнение значений дельта-фактора на фундаментальном гравиметрическом пункте “Долгое Ледово” // *Физика Земли*. 2013а. № 1. С. 84–87.

Абрамов Д.В., Дробышев М.Н., Конешов В.Н. Оценка влияния сейсмических и метеорологических факторов на точность измерений относительным гравиметром // *Физика Земли*. 2013б. № 4. С. 105–110.

Абрамов Д.В., Конешов В.Н., Чебров В.Н. Совершенствование методики долговременных наблюдений относительным гравиметром CG-5 // *Сейсмические приборы*. 2016. Т. 52. № 3. С. 20–26.

ГОСТ РВ 1.1-96. Метрологическое обеспечение вооружения и военной техники. Основные положения. М.: Госстандарт России. 1996.

Грушинский Н.П., Сажина Н.Б. Гравитационная разведка, издание третье. М.: Недра. 1981.

Дробышев М.Н., Абрамов Д.В., Конешов В.Н., Малышева Д.А. Оценка влияния перепада температуры на гравиметрические измерения при смене пункта наблюдений // *Сейсмические приборы*. 2022. Т. 58. № 2. С. 75–84. DOI: 10.21455/si2022.2-4

Дробышев М.Н. Исследование динамики изменения углового положения гравиметрического постаменты с помощью комплекса геофизической аппаратуры // *Сейсмические приборы*. 2014. Т. 50. № 2. С. 70–76.

Дробышев М.Н., Конешов В.Н., Абрамов Д.В., Малышева Д.А. Повышение точности гравиметрических наблюдений с помощью сейсмической информации // *Геофизические исследования*. 2021. Т. 22. № 3. С. 26–34.

Дробышев М.Н., Конешов В.Н. Оценка предельной точности гравиметра CG-5 Autograv // *Сейсмические приборы*. 2013. Т. 49. № 2. С. 39–43.

Дробышев М.Н., Конешов В.Н. Учет сейсмического воздействия на высокоточные измерения гравиметром CG-5 Autograv // *Физика Земли*. 2014. № 4. С. 131–134.

Конешов В.Н., Абрамов Д.В., Дробышев В.В., Малышева Д.А. Оценка влияния влажности на долговременные высокоточные измерения гравиметром CG-5 Autograv // *Геофизические исследования*. 2023. Т. 24. № 2. С. 84–91.

Кривицкий Г.Е., Андреев О.П., Кобылкин Д.Н., Ахмедсафин С.К., Кирсанов С.А., Безматерных Е.Ф. Гравиметрический контроль разработки газовых и газоконденсатных месторождений. ООО Газпром добыча Ямбург. 2012. 126 с.

Любушин А.А. Анализ когерентности глобального сейсмического шума, 1997–2012 // *Физика Земли*. 2014. № 3. С. 18–27.

Малышева Д.А., Абрамов Д.В., Дробышев М.Н., Конешов В.Н. Влияние метеофакторов на уровень микросейсмического фона при долговременных гравиметрических наблюдениях с погрешностью порядка первых микрогал // *Сейсмические приборы*. 2018. Т. 54. № 1. С. 19–28. DOI: 10.21455/si2018.1-2

Монахов Ф.И. Низкочастотный сейсмический шум Земли. М.: Наука. 1977. 94 с.

Относительный гравиметр CG-5. Система Scintrex Autograv: руководство по эксплуатации, ред. 4. 2008. 156 с.

- Рыкунов Л.Н. Микросейсмы. Экспериментальные характеристики естественных микровибраций грунта в диапазоне периодов 0.07–8 сек. М.: Наука. 1967. 86 с.
- Соболев Г.А., Любушин А.А., Закржевская Н.А. Асимметричные импульсы, периодичности и синхронизация низкочастотных микросейсм // Вулканология и сейсмология. 2008. № 2. С. 135–152.
- Соболев Г.А. Сейсмический шум. М.: ООО “Наука и образование”. 2014. 272 с.
- Солодовников В.В., Плотников В.Н., Яковлев А.В. Теория автоматического управления техническими системами. М.: изд-во МГТУ им. Н.Э. Баумана. 1993. 493 с.
- Табулевич В.Н. Комплексные исследования микросейсмических колебаний. Новосибирск: Наука. 1986. 151 с.
- Цифровая трехкомпонентная сейсмическая станция Угра: руководство по эксплуатации. Обнинск. 2005. 57 с.
- Ardhuin F., Stutzmann E., Schimmel M., Mangeney A., Ocean wave sources of seismic noise // J. Geophys. Res. 2011. V. 116. C09004.
- Boddice D., Atkins P., Rodgers A., Metje N., Goncharenko Y., Chapman D. A novel approach to reduce environmental noise in microgravity measurements using a Scintrex CG5 // Journal of Applied Geophysics. 2018. V. 152. P. 221–235.
- Friedrich A., Krüger F., Klinge K. Ocean-generated microseismic noise located with the Gräfenberg array // J. Seismol. 1998. V. 2 (1). P. 47–64.
- Rhie J., Romanowicz B. A study of the relation between ocean storms and the Earth's hum, Geochem // Geophys. Geosyst. 2006. V. 7 (10). <https://doi.org/10.1029/2006GC001274>
- Seigel H.O. A guide to high precision land gravimeter surveys. 1995. V. 122.
- Very-broad-band feedback seismometers STS-1V/VBB and STS-1H/VBB. Manual. 08-Jul-1986. 86 p.

Estimate of the Impact of Storm Microseisms on Long-Term Gravimetric Measurements

M. N. Drobyshev^{a,b, *}, D. V. Abramov^a, V. N. Koneshov^{a,b, **}, and D. A. Malysheva^b

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

^bVladimir State University, Vladimir, 600000 Russia

*e-mail: Drmika88@gmail.com

**e-mail: slavakoneshov@hotmail.com

Received April 3, 2023

revised July 6, 2023

accepted July 11, 2023

Abstract — This study estimates the impact level of storm microseisms on long-term gravimetric measurements. Gravimetric measurements were conducted at the Zapolskoe, Obninsk, and Murmansk sites using CG-5 Autograv relative gravity meters. Seismic measurements were carried out concurrently with gravimetric measurements at Zapolskoe. The analysis of these measurements demonstrates the feasibility of utilizing seismic data as control information to estimate the high-frequency noise component of gravimetric data. Based on the additional seismic information from the services of the Incorporated Research Institutions for Seismology, the correspondence between the attenuation of the noise component in gravimetric measurements and the data from the modeled sensitive element of the gravimeter, which utilizes seismic series as an input, is identified. The first characterization of the storm-induced background noise of gravimetric measurements at the Murmansk site is obtained. Furthermore, the possibility of predicting measurement errors based on meteorological forecasts is refined, which can aid in the planning of gravimetric work.

Keywords: high-precision gravimetric observations, microseismic oscillations, standard deviation, estimate of microseism impact on long-term gravimetric measurements



ГЕННАДИЙ АЛЕКСАНДРОВИЧ СОБОЛЕВ
07.04.1935 – 06.02.2024

6 февраля 2024 г. на 89-м году жизни скончался Геннадий Александрович Соболев, член-корреспондент РАН, профессор, доктор физико-математических наук, главный научный сотрудник ИФЗ РАН.

От нас ушел еще один представитель старой академической школы. Широко образованный, умный, проницательный, с удивительной интуицией. Его потрясающая энергетика буквально заряжала и завораживала окружающих. Яркий, неоднозначный, талантливый — он всегда привлекал внимание. Г.А. Соболев был прирожденным лидером научного поиска. Неоценим его вклад в науку. Он снискал глубочайшее уважение и искреннюю любовь многочисленной армии геофизиков не только России и стран бывшего СССР, но и зарубежных коллег.

Г.А. Соболев родился 7 апреля 1935 г. в Смоленске в семье врачей. В 1953 г. поступил на геологический факультет МГУ и окончил его в 1958 г., получив специальность «Геофизические методы разведки полезных ископаемых». По окончании университета он сразу же пришел на работу в Институт физики Земли АН СССР в лабораторию высоких давлений под руководством проф. М.П. Воларовича. Здесь Г.А. Соболев провел большой цикл лабораторных и полевых исследований по созданию пьезоэлектрического метода разведки золоторудных, полиметаллических и пьезокварцевых

месторождений. На этом «пьезоэлектрическом» этапе научной жизни Г.А. Соболев защитил в 1963 г. кандидатскую диссертацию, а впоследствии в 1973 г. вместе с М.П. Воларовичем, Э.И. Пархоменко и сотрудниками геологических учреждений получил Государственную премию СССР. Развитие работ привело в 1976 г. совместно с В.М. Деминым и Ю.Я. Майбуком к обнаружению явления генерации природными полиметаллическими рудными телами импульсного электромагнитного излучения, зарегистрированного в 1982 г. в качестве научного открытия, которое заложило основы новой области геофизической разведки — полупроводниковой.

География его экспедиций и полевых экспериментов охватывает почти всю нашу страну и почти все континенты.

В 1965 г. Г.А. Соболев начал исследования по прогнозу землетрясений, сначала в Гарме, затем — на Камчатке, где были развернуты станции записи вариаций электротеллурического поля. С их помощью перед рядом землетрясений были обнаружены аномальные вариации поля, рассматриваемые как предвестники. Кульминацией этого этапа была попытка вместе с акад. С.А. Федотовым осуществлять текущий краткосрочный прогноз. Однако скоро стало ясно, что один и даже несколько методов прогноза не гарантируют надежного успеха без понимания физики очага землетрясения.

В связи с этим в 1970-х годах Г.А. Соболев занялся проведением лабораторных экспериментов по моделированию очага землетрясения, сначала на установках высокого давления с испытанием небольших образцов горных пород, затем на уникальном прессе Института физики высоких давлений (с усилием 50 тысяч тонн), где уже можно было деформировать блоки размером в 1 метр и более. Это позволяло разместить на испытуемом образце большое количество датчиков различных физических полей, т.е. решать задачу поиска предвестников микроземлетрясений с использованием комплекса методов. Полученные результаты легли в основу при создании совместно с В.И. Мячкиным, Б.В. Костровым, О.Г. Шаминой модели лавинно-неустойчивого трещинообразования (ЛНТ) подготовки землетрясений, получившей в мире название модель ИФЗ. Крупным вкладом в физику очага землетрясения стали выполненные им и его учениками работы по исследованию акустической эмиссии при разрушении горных пород, которые проводились совместно

с американскими, немецкими и китайскими учеными. В 1976 г. Г.А. Соболев защитил докторскую диссертацию.

С начала 1980-х годов Г.А. Соболев приступил к апробации выявленных при лабораторном моделировании закономерностей в естественных условиях сейсмоактивных регионов. Наибольших, хотя скромных успехов, удалось добиться при исследовании сейсмического режима для среднесрочного прогноза. Г.А. Соболев был идеологом создания методики расчета карт ожидаемых землетрясений (алгоритм КОЗ) по комплексу параметров. Совместно с коллегами им были развиты алгоритмы, позволяющие обнаруживать последовательные стадии сейсмического затишья, форшоковой активизации, кластеризации гипоцентров небольших землетрясений в очаговой области готовящегося сильного землетрясения, в частности, алгоритм RTL. Эти исследования дали основания для создания новых моделей очага землетрясения и методы прогноза землетрясений. За выдающиеся результаты в области разведочной геофизики и физики очага землетрясения в 1994 г. Г.А. Соболев был избран членом-корреспондентом РАН. В 2011 г. Г.А. Соболев создал концепцию прогноза землетрясений с учетом триггерных эффектов.

Г.А. Соболев проводил большую научно-организационную работу как в нашей стране, так и за рубежом. В 1990 г. он был избран вице-президентом, а в 1994 г. — Президентом Европейской Сейсмологической Комиссии. Он являлся членом бюро Экспертного Комитета по прогнозу землетрясений Совета Европы и Председателем Комиссии по сейсмической опасности Международной ассоциации сейсмологии и физики недр Земли. Руководил международными проектами, осуществляемыми совместно с учеными США, Германии, Китая, Греции, Индии. С 1990 по 2004 гг. Г.А. Соболев возглавлял Национальный Геофизический Комитет Российской Федерации и являлся директором Геофизического Центра РАН. В 2009 г. Г.А. Соболев, единственный из ученых России, работал в команде международных экспертов, приглашенных Правительством Италии для анализа состояния проблемы прогноза землетрясений после катастрофического землетрясения в Л'Аквила. Более четверти века Геннадий Александрович был бессменным председателем Научного совета по проблемам сейсмологии РАН.

Г.А. Соболев большое внимание уделял подготовке научных кадров. Его учениками защищены 15 кандидатских и 7 докторских диссертаций. Исследования, проводимые ведущей научной

школой под руководством Г.А. Соболева, неоднократно поддерживались грантами Президента Российской Федерации. Он являлся членом Ученого и Диссертационного советов ИФЗ РАН, заместителем главного редактора журнала «Вулканология и сейсмология», заместителем главного редактора журнала «Физика Земли».

Много сил отдавал Геннадий Александрович регулярным школам-семинарам по физическим основам разрушения горных пород, участие в которых объединяет физиков и геофизиков, горняков и геологов, механиков и инженеров-строителей. Он был инициатором и постоянным руководителем этих семинаров, где всегда звучали его глубокие и страстные научные выступления.

На его счету более 400 научных публикаций, 8 монографий, среди которых одна на английском и одна на китайском языках, одно научное открытие и 21 изобретение.

В последние годы Г.А. Соболев плодотворно и с увлечением работал над проблемами причинно-следственных связей магнитных бурь и землетрясений, влияния внешних источников на тектонические деформации литосферы и вариаций сейсмической активности под воздействием внешних источников, взаимосвязи локальной геодинамики и землетрясений для совершенствования методов прогноза катастрофических землетрясений, публикуя статьи в ведущих научных изданиях, представляя результаты своих исследований на научных конференциях.

Он обладал душевной стойкостью, острым чувством справедливости и ответственности, он умел создать в научном коллективе доброжелательную атмосферу человеческих и рабочих отношений, он учил приверженности к научному поиску и кропотливой незаметной исследовательской работе.

В ряду многих государственных и научных наград Г.А. Соболева есть последняя, от 5 февраля 2024 г., — Благодарность Президента Российской Федерации — за заслуги в развитии отечественной науки, многолетнюю плодотворную деятельность и в связи с 300-летием со дня основания Российской академии наук.

Жизнь Геннадия Александровича — яркий пример многолетнего, преданного и беззаветного служения науке, в которой он работал до последнего дня. От нас ушел крупный, талантливый ученый, заложивший основы целого ряда новых научных направлений. Ушел подвижник науки! Ушла эпоха! Светлая память о Геннадии Александровиче Соболеве навсегда останется в наших сердцах.