

# СОДЕРЖАНИЕ

---

---

Номер 2, 2021

---

---

Сейсмические исследования ядра Земли <i>В. М. Овчинников, Д. Н. Краснощеков</i>	3
Максимальные землетрясения в будущих интервалах времени <i>В. Ф. Писаренко, А. А. Любушин, М. В. Родкин</i>	27
Современное состояние исследований глубинного строения земной коры и мантии Байкальского рифта по сейсмологическим данным <i>А. И. Середкина</i>	46
Сильное глубокофокусное землетрясение 19.08.2018 г. ( $M_W = 8.2$ ) к западу от островов Тонга в контексте развития наших представлений о глубоких землетрясениях <i>А. И. Лутиков, Е. А. Рогожин, Г. Ю. Донцова, В. Н. Жуковец</i>	71
Nb–Zr–Y систематика и термальные режимы субконтинентальной литосферной мантии в архее (данные мантийных ксенолитов) <i>Л. П. Никитина, М. С. Бабушкина</i>	86
Новые палеомагнитные данные по позднемеловым вулканитам Чукотки: к вопросу о возможности перемещений Чукотского блока относительно Северо-Американской и Евразийской плит после формирования Охотско-Чукотского вулканического пояса <i>И. Е. Лебедев, П. Л. Тихомиров, А. М. Пасенко, Б. Эйд, Ф. Люилье, В. Э. Павлов</i>	103
Период гиперактивности магнитного поля в конце эдиакария: оценка частоты инверсий циклостратиграфическим методом <i>Н. М. Левашова, И. В. Голованова, Д. В. Рудько, К. Н. Данукалов, С. В. Рудько, Р. Ю. Сальманова, Н. Д. Сергеева</i>	119
Трехмерное численное моделирование лавового потока Саммит-Лейк, Йеллоустон, США <i>И. А. Цепелев, А. Т. Исмаил-Заде, О. Э. Мельник</i>	130
Гравитационные миссии следующего поколения для решения задач высокоточной космической гравиметрии <i>А. С. Жамков, В. К. Милюков</i>	139

---

## ДИСКУССИИ

От редколлегии	
Связь мультифрактальных и энтропийных свойств сейсмического шума на Камчатке с неравномерностью вращения Земли <i>А. А. Любушин, Г. Н. Копылова, Ю. К. Серафимова</i>	153
Комментарий к статье А.А. Любушина, Г.Н. Копыловой, Ю.К. Серафимовой “Связь мультифрактальных и энтропийных свойств сейсмического шума на Камчатке с неравномерностью вращения Земли” <i>В. А. Салтыков</i>	164

Ответ на замечания В.А. Салтыкова к статье А.А. Любушина, Г.Н. Копыловой,  
Ю.К. Серафимовой “Связь мультифрактальных и энтропийных свойств  
сейсмического шума на Камчатке с неравномерностью вращения Земли”

*А. А. Любушин, Г. Н. Копылова*

---

---

УДК 550.34:550.31

## СЕЙСМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЯДРА ЗЕМЛИ

© 2021 г. В. М. Овчинников<sup>1</sup>, \*, \*\*, Д. Н. Краснощеков<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт динамики геосфер им. акад. М.А. Садовского РАН, г. Москва, Россия

\*E-mail: ovtch@idg.chph.ras.ru

\*\*E-mail: ovtch1@yandex.ru

Поступила в редакцию 27.04.2020 г.

После доработки 17.05.2020 г.

Принята к публикации 30.05.2020 г.

В статье содержится обзор наиболее важных в концептуальном плане результатов сейсмологических исследований ядра Земли и их интерпретация с позиций геодинамики по трем направлениям: анизотропия скорости и затухания сейсмических волн, структурные особенности переходной зоны от внешнего к внутреннему ядру Земли и дифференциальное вращение внутреннего ядра.

*Ключевые слова:* анизотропия скорости, затухание сейсмических волн, внутреннее ядро, внешнее ядро.

DOI: 10.31857/S000233721020083

### ВВЕДЕНИЕ

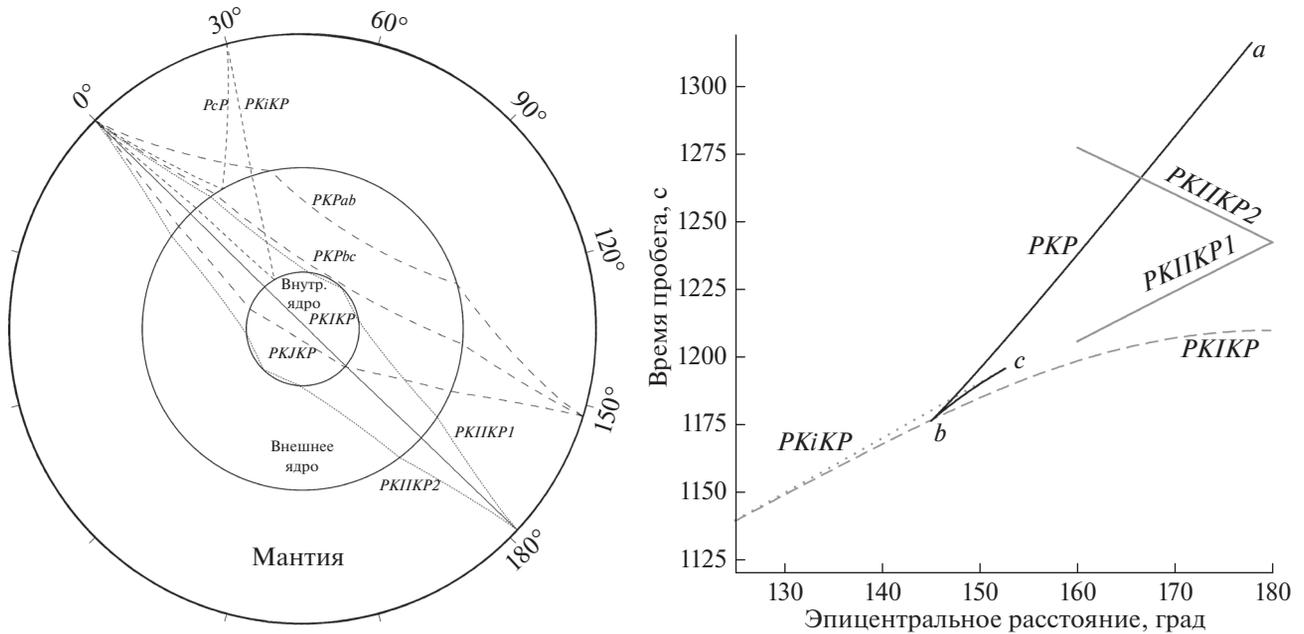
Земное ядро имеет отношение к широкому спектру научных проблем, решаемых в геофизике, геохимии, геомагнетизме, астрометрии и других науках. Под влиянием тепловых и химических процессов в нем могут возникать внутренние напряжения, которые приводят к возникновению конвекции, деформаций и анизотропных эффектов. Внешнее ядро является источником магнитного поля, а внутреннее ядро играет большую роль в стабилизации магнитного поля. Два главных процесса определяют динамику земного ядра и формирующиеся за счет этого структурные особенности: конвекция (тепловая и композиционная) во внешнем ядре и рост внутреннего ядра. Улучшение наших знаний о структуре земного ядра представляется чрезвычайно важным для понимания процессов дифференциации вещества, установления химической и минералогической природы расплава железа, из которого состоит центральная часть планеты. В численном моделировании геодинамо было показано, что внутреннее ядро может иметь скорость вращения, отличную от скорости вращения мантии [Glatzmaier, Roberts, 1995].

Почти все, что известно к настоящему времени о земном ядре, получено из сейсмологических данных или в виде косвенных выводов из работ по геомагнетизму, геодинамике и геохимии. В отечественной научной периодике обзор результатов сейсмических исследований свойств внутреннего ядра – анизотропии скорости продольных волн, был опубликован двадцать три

года назад [Кузнецов, 1997]. С тех пор было выполнено достаточно много работ, в значительной мере дискуссионных, расширяющих наши представления о его свойствах. В зарубежной печати такие обзоры появляются с завидной регулярностью (например, в работах [Deuss, 2014; Tkalčić, 2015]), однако результатам, полученным отечественными авторами, в них обычно уделяется мало внимания. Для изложения всех аспектов сейсмических исследований ядра Земли потребуется написать несколько книг: например, в работе [Литасов, Шацкий, 2016] представлены преимущественно минералогические данные, а в работе [Tkalčić, 2017] – обзор сейсмологических исследований внутреннего ядра. В этой связи, в настоящем обзоре мы представляем лишь наиболее важные в концептуальном плане результаты и их интерпретацию с позиций геодинамики в основном по трем направлениям: анизотропия скорости и затухание сейсмических волн, структурные особенности наиболее динамично развивающейся переходной зоны от внешнего к внутреннему ядру Земли и весьма противоречивую дискуссию, ведущуюся в последние 25 лет, о дифференциальном вращении внутреннего ядра.

### НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ СВОЙСТВА ВНУТРЕННЕГО ЯДРА

К началу 80-х гг. сложилось достаточно детальное представление о внутреннем строении Земли, известное под названием модели PREM (Preliminary Reference Earth Model) [Dziewonski, Anderson, 1981]. В этой модели внутреннее ядро



**Рис. 1.** Слева: геометрия лучей основных типов сейсмических волн, используемых для изучения внутреннего ядра, регистрируемых на расстояниях 30, 152 и 178°; справа: стандартные годографы сейсмических волн для модели PREM и диапазона эпицентральных расстояний 125–180°; *PKIKP1* – волна, распространяющаяся по короткому пути от эпицентра к станции наблюдения и имеющая меньшее время пробега, а *PKIKP2* – по длинному пути, соответствующему встречной ветви годографа.

представляет собой сферически симметричное твердое тело с объемом менее 1% от объема Земли, находящееся в состоянии адиабатического и гидростатического равновесия; небольшим его сжатием (1/427) за счет действия сил, обусловленных вращением Земли, пренебрегается. Другие силы, действующие на жидкое и твердое ядро, считаются малыми, не вносят значимого вклада и не нарушают гидростатического равновесия. Достаточно сильные конвективные движения в жидком ядре основательно перемешивают жидкость, поддерживая адиабатическое состояние. Увеличение давления с глубиной сопровождается увеличением температуры, которая на границе внутреннего ядра составляет около 5300° К.

В соответствии с PREM на границе между внешним и внутренним ядром плотность меняется скачком от 12.16 г/см<sup>3</sup> в жидком ядре до 12.76 г/см<sup>3</sup> – в твердом. Из-за того, что эти плотности близки к плотности железа при давлении, имеющем место в ядре, считается, что внутреннее ядро преимущественно состоит из железа. Радиус внутреннего ядра составляет 1221.5 км. На границе ядра скорость продольных волн изменяется скачком от 10.36 км/с во внешнем ядре до 11.03 км/с с последующим слабым увеличением до 11.26 км/с в центре ядра Земли. Скорость поперечных волн на границе меняется скачком от 0 до 3.5 км/с и возрастает до 3.66 км/с в центре Земли.

Наличие указанных особенностей приводит к существованию нескольких основных типов волн, свойства которых используются для изучения структуры и свойств внутреннего ядра (рис. 1). На различных эпицентральных расстояниях (от 0 до 180°) можно наблюдать несколько сейсмических волн – *PKIKP* (также называемую *PKPdf*), *PKiKP*, *PKJKP*, *PKIKP*, характеристики которых несут информацию о свойствах внутреннего ядра, а волны *PcP*, *PKPab*, *PKPbc* играют вспомогательную роль.

Фаза *PKiKP* (или в других обозначениях *PKPdc*) – волна, отраженная от границы внутреннего ядра. На докритических расстояниях ее свойства используются совместно с волной *PcP* для ослабления влияния коры и верхней мантии. Фаза *PKIKP*, или *PKPdf*, – волна, рефрагированная во внутреннем ядре. Имеются также две фазы *PKPbc* и *PKPab*, связанные с особенностями скоростного разреза во внешнем ядре, который представляет собой область с низкими скоростями по отношению к мантии и внутреннему ядру. Фаза *PKPbc* глубоко погружается во внешнее ядро и на некоторых расстояниях достигает границы внутреннего ядра. Фаза *PKPab* распространяется на меньших глубинах во внешнем ядре, чем фаза *PKPbc*. Фазы *PKPbc* и *PKPab* используются совместно с фазой *PKIKP*, чтобы путем измерения дифференциальных времен пробега и дифференциальных амплитуд ослабить влияние земной коры и мантии на ха-

рактические волны *PKIKP*. Вышеперечисленная номенклатура составляет основной набор сейсмических фаз, используемых для изучения внутреннего строения земного ядра.

Имеются также другие волны, которые из-за малости амплитуд трудно обнаружить на сейсмограммах: волны *PKJKP*, позволяющие получить информацию о скорости поперечных волн во внутреннем ядре, волны *PKIKP*, амплитуда которых зависит от скачка скорости поперечных волн на границе внутреннего ядра, и дифрагированные волны *PKPc-dif* и *PKPb-dif*. Возможности обнаружения и измерения параметров этого набора значительно возросли в связи с оснащением сейсмических станций цифровыми широкополосными сейсмометрическими каналами, позволяющими увеличить глубину и детальность обработки сейсмограмм, а также возможностью создания виртуальных систем группирования пространственно-распределенных сейсмических станций.

### О СПОСОБАХ ОСЛАБЛЕНИЯ ВЛИЯНИЯ ВНЕШНИХ ОБОЛОЧЕК НА ИЗМЕРЯЕМЫЕ ПАРАМЕТРЫ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН, ПРОШЕДШИХ ЧЕРЕЗ ВНУТРЕННЕЕ ЯДРО

Оценка структурных особенностей, механических свойств и дифференциального вращения внутреннего ядра по сейсмическим данным усложнена за счет того, что сейсмические волны проходят через вышележащие структуры в коре, мантии и внешнем ядре и, следовательно, несут также информацию и об особенностях этих структур. Для примера, на эпицентральных расстояниях от 149 до 180° время пробега фазы *PKIKP* во внутреннем ядре составляет от 10 до 18% полного времени пробега. Чтобы уменьшить влияние вышележащих структур используется три подхода.

*В первом* в наблюдаемые времена пробега волн *PKIKP* вводятся поправки путем переопределения координат землетрясений и поправки, учитывающие крупномасштабные асферические структуры в мантии [Su, Dziewonski, 1995].

*Во втором способе* используется статистический подход [Shearer, 1994], когда проводится усреднение по множеству лучей, зондирующих ограниченную область внутреннего ядра. Если эти лучи проходят через верхние слои Земли, которые отличаются по своим свойствам, то такое усреднение сглаживает влияние верхних структур на измеренные времена пробега.

*Третий способ* состоит в использовании и анализе дифференциальных времен пробега, т.е. разности времен вступлений пары сейсмических фаз. Если оба луча проходят через одни и те же скоростные аномалии коры и мантии, то при вычитании это влияние будет устраняться. Для пары фаз *PKPdf-PKPbc* такой подход очень эффективен,

так как расстояние между этими лучами в коре и верхней мантии во всем диапазоне расстояний, на которых возможно их наблюдение, не превышает 400 км. Другим преимуществом является то, что углы выхода сейсмического излучения из источника для этих фаз близки, и поэтому смещение в координатах гипоцентра оказывает слабое влияние на дифференциальные времена пробега. Недостаток состоит в том, что использование этих разностей возможно только в достаточно узком диапазоне эпицентральных расстояний от 146 до 152°, что соответствует исследуемым глубинам до 400 км во внутреннем ядре.

Для расширения количества используемых данных часто используют дифференциальные времена *PKPdf-PKPab*. Углы выхода для таких фаз на расстоянии 165° отличаются на 20° и, таким образом, эта пара фаз оказывается чувствительной к смещению в положении эпицентра [Helffrich, Sacks, 1994]. Лучи этих фаз отклоняются на расстояние 2800 км в основании мантии. Так как луч фазы *PKPab* пересекает зону D" под углами, близкими к скольжению вдоль границы, то дифференциальные времена оказываются чувствительными к латеральным вариациям глубинных мантийных структур. Таким образом, выводы относительно особенностей структуры внутреннего ядра и скорости дифференциального вращения, полученные по этой паре сейсмических фаз, оказываются менее надежными, чем по паре волн *PKPdf* и *PKPbc*.

### АНИЗОТРОПИЯ СКОРОСТИ ПРОДОЛЬНЫХ ВОЛН ВО ВНУТРЕННЕМ ЯДРЕ

Анизотропия — зависимость скорости распространения сейсмических волн в точке наблюдения от угла между направлением сейсмического луча во внутреннем ядре и осью симметрии анизотропии, которая близка к оси вращения Земли, — является не только важным параметром, определяющим динамику ядра, но и дает возможность оценить скорость дифференциального вращения. Для изучения анизотропии используется два типа сейсмических данных — объемные волны (*PKIKP*, *PKJKP*, *PKiKP*, *PKPbc*, *PKPab*) в диапазоне частот 0.01–10 Гц и собственные колебания Земли, моды которых чувствительны к особенностям структуры, упругим и поглощающим свойствам внутреннего ядра (сфероидальные моды  ${}_mS_n$  в диапазоне частот 1–5 мГц).

Внутреннее ядро, открытое более 85 лет назад датским сейсмологом Инге Леманн [Lehmann, 1936], длительное время рассматривалось как сферическое тело, лишённое каких-либо специфических особенностей. В частности, общепризнанные базовые одномерные эталонные модели Земли (PREM, ak135, IASPE91) описывают внутреннее ядро как латерально однородную сферу

[Dziewonski, Anderson, 1981; Kennett et al., 1995]. Первые доказательства сложности внутреннего строения ядра были получены из измерения расщепления собственных колебаний Земли [Masters, Gilbert, 1981]. По мере накопления большего количества данных о временах пробега волн *PKIKP* в начале 1980-х гг. стало ясно, что однородная сфера, представляющая внутреннее ядро, не может объяснить аномальные наблюдения времен пробега волн *PKIKP*, первоначально проинтерпретированные влиянием неоднородности в твердом ядре [Roupinet et al., 1983]. Более полный анализ был выполнен в работе [Morelli et al., 1986] при изучении изотропных неоднородностей внутреннего ядра на основе инверсии времен пробега волн *PKIKP* из бюллетеня Международного сейсмологического центра (ISC). Выполнив корректировку на структурные особенности в мантии и топографию границы ядро–мантия и предположив, что оставшиеся особенности времени пробега волн *PKIKP* вызваны неоднородностью в твердом ядре, они обнаружили ярко выраженную зональную картину неоднородности (положительный сдвиг у полюсов и отрицательный на экваторе) для волн, зондирующих значительную часть объема внутреннего ядра. Вывод их работы состоял в том, что было бы физически неправдоподобно объяснить 2–3 с аномалии времен пробега изотропной неоднородностью вблизи центра Земли. Вместо этого утверждалось, что цилиндрическая анизотропия с быстрой осью, параллельной оси вращения Земли, является более предпочтительной гипотезой, не исключающей также существования изотропной неоднородности во внутреннем ядре. Очевидно, что для объяснения времени пробега волн *PKIKP*, был допущен большой компромисс между изотропными и анизотропными скоростными структурами во внутреннем ядре, но привлекательность гипотезы заключалась в простоте модели цилиндрической анизотропии, которая на сегодняшний день выглядит как относительно несложная модель внутреннего ядра.

Цилиндрическая анизотропия с быстрой осью, параллельной оси вращения Земли, была также подтверждена из рассмотрения расщепления некоторых обертоновых мод собственных колебаний Земли [Woodhouse et al., 1986]. Вместе с тем, были представлены и другие интерпретации [Giardini et al., 1987], например связанные с топографическими особенностями масштаба более 25 км на границах ядро–мантия и внутреннее–внешнее ядро и 6% аномалией скорости в основании внешнего ядра, либо принятием пока трудно объяснимой с физической точки зрения существенной плотностной неоднородности во внешнем ядре. Позже анизотропия внутреннего ядра была подтверждена на более обширном материале. В работе [Tromp, 1995] был рассмотрен вопрос

о возможности цилиндрической анизотропии внутреннего ядра на основе аномально сильного расщепления следующих 18 мод:  ${}_2S_3$ ,  ${}_3S_2$ ,  ${}_6S_3$ ,  ${}_8S_5$ ,  ${}_9S_3$ ,  ${}_{11}S_4$ ,  ${}_{11}S_5$ ,  ${}_{13}S_2$ ,  ${}_{13}S_3$ ,  ${}_{14}S_4$ ,  ${}_{15}S_3$ ,  ${}_{16}S_6$ ,  ${}_{18}S_4$ ,  ${}_{20}S_5$ ,  ${}_{21}S_6$ ,  ${}_{23}S_5$ ,  ${}_{25}S_2$  и  ${}_{27}S_2$ .

Таким образом, первоначальное рассмотрение изменений изотропной скорости во внутреннем ядре фактически привело к одной из наиболее заметных концептуальных гипотез в его исследованиях за последние несколько десятилетий [Tromp, 1993], хотя в ее рамки не укладывались свойства сфероидальной гармоник собственных колебаний  ${}_0S_2$ . За этой новаторской сейсмологической гипотезой последовали многие исследования, в том числе в области физики минералов и разработки геодинамических моделей, а также был предложен ряд механизмов возникновения анизотропии, основанных на динамических процессах внутреннего ядра.

Простейшая модель изменения относительной скорости распространения продольной волны в ядре, учитывающая анизотропию, в предположении, что основной вещественный состав внутреннего ядра – железо с гексагональной симметрией кристаллов (Fe-hcp) – имеет вид:

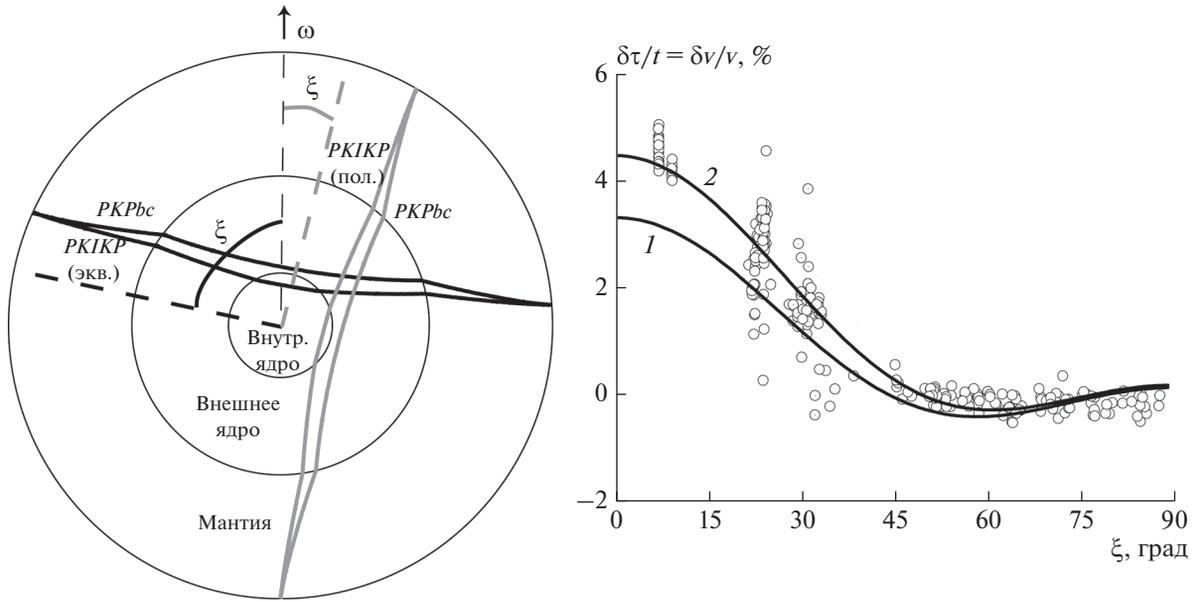
$$\frac{\delta v(\xi)}{v} = (2\beta - \gamma) \cos^2(\xi) + (0.5\alpha - 2\beta + \gamma) \cos^4(\xi), \quad (1)$$

где:  $\xi$  – угол между осью анизотропии и направлением сейсмического луча, проходящего через внутреннее ядро;  $\alpha = (C - A)/A_0$ ;  $\beta = (L - N)/A_0$ ;  $\gamma = (A - 2N - F)/A_0$ .  $A$ ,  $C$ ,  $N$ ,  $L$ ,  $F$  – упругие параметры анизотропной среды.  $A_0 = (k + 4/3\mu)/\rho$ , где  $k$  – модуль всестороннего сжатия,  $\mu$  – модуль сдвига,  $\rho$  – плотность в центре Земли. Параметры  $C$  и  $A$  соответствуют скорости распространения продольных волн параллельно и перпендикулярно оси анизотропии, в то время как  $L$  и  $N$  аналогичные скорости поперечных волн. Параметр  $F$  определяет скорость при других направлениях распространения волны. В публикациях по анизотропии, определяемой по объемным волнам, используются другие, эквивалентные уравнению (1), формы параметризации, наиболее часто в виде:

$$\frac{\delta v(\xi)}{v} = a + b \cos^2(\xi) + c \cos^4(\xi), \quad (2)$$

где:  $a$  – относительная поправка к скорости продольных волн в плоскости, перпендикулярной оси симметрии анизотропии;  $b + c$  определяют силу анизотропии в направлении оси симметрии.

Если анизотропия мала, то относительная вариация скорости продольных волн связана с относительной вариацией времени пробега, измеренного на сейсмограмме, простым соотношением



**Рис. 2.** Слева: геометрия сейсмических лучей в земном ядре, используемых для изучения анизотропии верхних 400 км внутреннего ядра для полярной (серый цвет трасс) и экваториальной (черный цвет трасс) конфигураций. Справа: экспериментальные данные (светлые кружки), демонстрирующие анизотропию скорости продольных волн. Углы  $\xi < 35^\circ$  соответствуют полярным трассам; кривая 2 проведена в предположении, что верхние 100 км изотропны – данные из работы [Овчинников и др., 2012]; кривая 1 – модель анизотропии из работы [Souriau, Pourinet, 2003]).

$\delta v/v = -\delta\tau/t$ . В этом соотношении  $\delta\tau = t_{\text{меа}} - t_{\text{реф}}$  – дифференциальное время пробега в случае использования измерения абсолютных времен пробега волн *PKIKP* ( $t_{\text{меа}}$ ) относительно  $t_{\text{реф}}$  из стандартной (референсной) модели Земли, и  $\delta\tau$  – невязка дифференциальных времен пробега в случае использования пары волн *PKIKP* и *PKPbc*, либо *PKIKP* и *PKPab*,  $t$  – время пробега волны по анизотропной области (в первых работах в качестве  $t$  использовалось полное время пробега во внутреннем ядре).

Оценки параметров  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\gamma$  в формуле (1), полученные из анализа расщепления собственных частот собственных колебаний [Woodhouse et al., 1986; Tromp, 1995; Durek, Romanowicz, 1999; Ishii et al., 2002; Veghein, Trampert, 2003], лежат в интервалах  $3.5 < \alpha < 6.7\%$ ,  $0.7 < \beta < 1.7\%$ ,  $-2.7 < \gamma < 2.3\%$  и дают интервал значений анизотропии 1–2%. Из данных по собственным колебаниям Земли следовало, что сила анизотропии быстро уменьшается с увеличением глубины от границы внутреннего ядра.

В моделях анизотропии, основанных на временах пробега волн *PKIKP*, сила анизотропии в верхней части ядра составляет около 1.5–2%, значительно увеличиваясь до 3.4% в центральной, радиусом около 300 км, части ядра [Morelli et al., 1986; Shearer, 1994; Su, Dziewonski, 1995]. Недостаток этих моделей состоит в сильном влиянии ошибок определения координат гипоцентра землетрясений и невозможности полного учета влия-

ния неоднородностей в коре и мантии путем введения соответствующих поправок во времена пробега волн *PKIKP*.

Еще один тип моделей связан с использованием дифференциальных времен пробега волн *PKIKP* и *PKPbc*, которые позволяют изучать анизотропию в верхних 400 км [Shearer, Toy, 1991]. Для увеличения глубинности исследования используется также несвободная, как отмечалось ранее, от влияния мантийных особенностей пара волн *PKIKP* и *PKPab* [Song, Helmberger, 1993; Vinnik et al., 1994], которые можно наблюдать на расстояниях от 145 до 180° (рис. 1). Сила анизотропии для этого типа измерений составляет более 3%, и она увеличивается с глубиной.

На рис. 2 показана геометрия лучей волн *PKIKP* и *PKPbc* в экваториальной и меридиональной плоскостях, а также экспериментальные данные, демонстрирующие типичные особенности относительных невязок дифференциальных времен пробега *PKPbc*–*PKIKP*.

Сейсмические данные об анизотропии внутреннего ядра стимулировали исследования в области геодинамики, в которых были предложены различные механизмы формирования анизотропии. Считается, что анизотропия формируется по механизму предпочтительной ориентации кристаллов железа. Физические причины для упорядочивания кристаллов во внутреннем ядре не очень хорошо известны, но основные первоначальные гипотезы можно разделить на две груп-

пы: одни связаны с процессом затвердевания и ростом внутреннего ядра, другие — с процессом посткристаллизационной деформации или перекристаллизации.

В первую группу входят: анизотропия парамагнитной восприимчивости [Karato, 1993]; внутреннее ядро—монокристалл [Stixrude, Cohen, 1995]; дендрический рост кристаллов [Bergman, 1997]. Вторая группа представлена гипотезой тепловой конвекции во внутреннем ядре [Jeanloz, Wenk, 1988]; рассогласованием между гравитационным эквипотенциалом и термодинамической фигурой равновесия внутреннего ядра [Yoshida et al., 1996]; радиальным движением во внутреннем ядре, возникающим за счет максвелловских напряжений [Karato, 1999]; азимутальным (латеральным) движением во внутреннем ядре за счет максвелловских напряжений [Buffet, Venk, 2001]. Каждая из этих гипотез имеет право на существование и должна быть принята во внимание при интерпретации сейсмологических данных и вытекающих из них выводов.

Вместе с тем, можно указать на ряд спорных аспектов некоторых гипотез. Например, упорядочение кристаллов железа за счет процесса посткристаллизации (крип). Если внутреннее ядро растет быстрее в экваториальной области, чем в полярных областях, за счет более быстрого отвода тепла, то в результате нарушается гидростатическое равновесие, и внутреннее ядро начнет медленную коррекцию формы для достижения равновесия. Однако возникающие напряжения вряд ли будут достаточны для получения текстуры с 3% анизотропией, которая следует из наблюдаемых невязок времен пробега сейсмических волн, и такой процесс занял бы длительное время, превосходящее возраст внутреннего ядра [Tkalčić, 2015]. С другой стороны, если анизотропия внутреннего ядра является исключительно следствием затвердевания, то более глубокие части внутреннего ядра имели бы больше времени для формирования анизотропии, и, следовательно, анизотропия должна увеличиваться с глубиной. Однако такой эффект не наблюдается в сейсмологических данных.

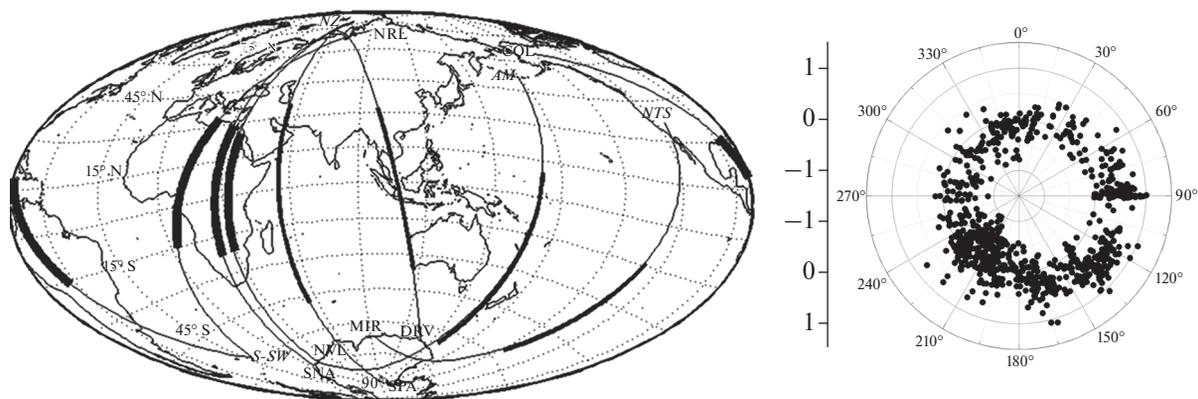
Лабораторные эксперименты [Bergman, 2003] подтверждают гипотезу (дендрический рост) о том, что внутреннее ядро может состоять из столбчатых кристаллов с цилиндрической, а не сферической симметрией. Кристаллы растут в виде столбцов, перпендикулярных оси вращения Земли. Если кристаллографическая ось  $c$  соответствует быстрой оси, то анизотропия должна бы зависеть от того, как эти оси ориентируются в процессе затвердевания. Для экваториального пути волны *PKIKP* это означает, что должна быть зависимость анизотропии от глубины.

Результаты лабораторных экспериментов по определению анизотропии, связанной с ориентацией осей  $c$ , весьма противоречивы. В работах [Stixrude, Cohen, 1995; Bergman, 1998] было показано, что кристаллографическая ось  $c$  соответствует большей скорости, чем в базовой плоскости. Но в других экспериментах [Mao et al., 1998], было установлено, что самое быстрое направление имеет угол  $45^\circ$  с осью  $c$ , а направление вдоль оси  $c$  соответствует более медленной скорости, чем скорость в базовой плоскости [Steinle-Neuman, 2001]. К сожалению, эта неоднозначность результатов физики твердого тела делает сейсмологическую интерпретацию очень сложной. Тем не менее, сейсмологические наблюдения с использованием времени пробега сейсмических волн имеют первостепенное значение в изучении анизотропных свойств внутреннего ядра.

### КРУПНОМАСШТАБНЫЕ ОСОБЕННОСТИ АНИЗОТРОПНЫХ И ИЗОТРОПНЫХ СВОЙСТВ ВНУТРЕННЕГО ЯДРА

По мере накопления экспериментальных данных появилось больше деталей, которые привели к значительному усложнению в описании анизотропии внутреннего ядра. Наиболее существенной особенностью является крупномасштабная неоднородность анизотропии, делящая внутреннее ядро на два квазиполушария — восточное и западное — по меридиану примерно  $40^\circ$  в.д. [Tanaka, Hamaguchi, 1997]. В дальнейшем будут использоваться термины квазивосточное и квазизападное полушарие, под которыми понимаются две области, ограниченные меридиональными плоскостями  $10^\circ$ – $40^\circ$  в.д. слева и  $179^\circ$ – $180^\circ$  в.д. справа для квазивосточного, и область к Западу от  $10^\circ$ – $40^\circ$  в.д. до  $180^\circ$  з.д. для квазизападного. Ранее, меньшая, порядка 1%, величина анизотропии в квазивосточном полушарии была получена в работе [Shearer, Toy, 1991]. Такое разделение иллюстрируется рис. 3, где показаны проекции трасс во внутреннем ядре на поверхность Земли от сейсмических источников (ядерные взрывы), параметры которых известны из несейсмологических данных [Овчинников, 2004] и землетрясений на Южных Сандвичевых о-вах [Song, Richards, 1996] в меридиональных плоскостях (слева) и экваториальной плоскости (справа).

Численные значения анизотропии скорости продольных волн в квазивосточном и квазизападном полушариях, полученные по свободным от ошибок координат гипоцентра наблюдениям за ядерными взрывами, приведены в табл. 1. Данные из табл. 1 и рис. 3 демонстрируют, что в квазизападном полушарии большему уровню анизотропии соответствует меньшая изотропная скорость (большие невязки), а в восточном — наоборот.



**Рис. 3.** (а) – Полусферные неоднородности анизотропии скорости продольных волн во внутреннем ядре (данные из работы [Овчинников, 2004]); (б) – зависимость дифференциальной невязки времен пробега волн *PKiKP* и *PKPbc* в экваториальной плоскости ( $\xi > 35^\circ$ ) от долготы (данные из работ [Ткачић, 2017; Krasnoshchekov et al., 2016; Овчинников и др., 2012]).

Из анализа дифференциальных невязок времен пробега волн *PKiKP* и *PKPbc* [Song, Helmberger, 1998], зондирующих верхние части внутреннего ядра, было показано отсутствие зависимости от угла между направлением сейсмического луча во внутреннем ядре и осью вращения Земли, что привело к выводу об изотропии верхней части внутреннего ядра. Для согласования указанных двух экспериментальных фактов была предложена асимметричная модель анизотропии внутреннего ядра [Creager, 1999], в которой область анизотропии внутреннего ядра перекрыта сверху изотропным слоем различной толщины: от 50–80 км на Западе [Song, Helmberger, 1995; Ouzounis, Creager, 2001; Garcia, 2002; Yu, Wen, 2007; Waszek, Deuss, 2011], до 300–600 км на Востоке [Su, Dziewonski, 1995; Song, Helmberger, 1998; Creager, 2000; Garcia, Souriau, 2000; Isse, Nakanishi, 2002; Song, Xu, 2002; Овчинников, 2004; Sun, Song 2008].

Необходимость устранить противоречия между сейсмическими данными, указывающими на

существенную асимметрию свойств внутреннего ядра, и осесимметричными геодинамическими моделями привела к новым моделям геодинамических процессов, в которых происходит рост внутреннего ядра, а асимметрия достигается за счет плавления в восточной части ядра и кристаллизации в западной части [Monnereau et al., 2010; Gubbins et al., 2011]. На рис. 4 для примера показана динамика развития процессов в трансляционной модели [Monnereau et al., 2010].

В трансляционной модели асимметрия обеспечивается за счет смещения внутреннего ядра к западу относительно геометрического центра Земли. В этой модели за счет смещения, обусловленного плавлением на востоке и кристаллизацией на западе, возникает медленное течение вещества в восточном направлении, которое управляет процессом кристаллизации в верхней части внутреннего ядра и приводит к асимметричному распределению размеров кристаллов во внешней части ядра (крупные размеры в западной части и

**Таблица 1.** Анизотропия внутреннего ядра по данным станций в Антарктиде

Код станции/(код эпицентра*)	Количество измерений	Эпицентральное расстояние, $\Delta^\circ$	Глубина погружения сейсмического луча в ядро, км	Средняя невязка дифференциального времени пробега, с	Время пробега сейсмической волны во внутреннем ядре, с	Анизотропия, $\delta v/v$ , %
MIR (NTS)	7	146.2	102	0.36	102.0	$0.25 \pm 0.04$
NVL (NZ)	21	146.5	147	3.32	103.3	$3.21 \pm 0.1$
SNA (NZ)	10	148.0	173	3.35	111.8	$3.0 \pm 0.06$
DRV (NZ)	20	150.3	222	1.24	125.0	$0.56 \pm 0.04$
NVL (AM)	3	159.7	490	0.69	172.9	$0.4 \pm 0.1$
SBA (NZ)	19	163.5	616	2.09	188.9	$1 \pm 0.04$

\*Примечание: NTS – Невадский испытательный полигон, NZ – испытательный полигон на архипелаге Новая Земля, AM – испытательный полигон на о-ве Амчитка.

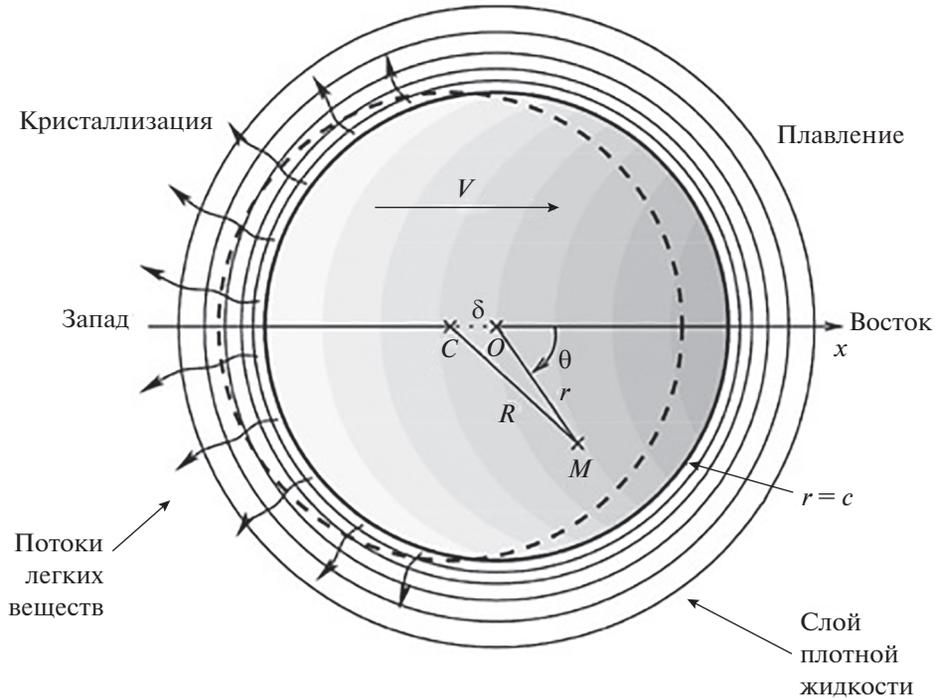


Рис. 4. Трансляционная модель динамических процессов во внутреннем ядре Земли.

малые размеры или расплав в восточной). В другой модели [Gubbins et al., 2011] плавление восточной части внутреннего ядра обеспечивается за счет транспортировки тепла от мантии.

Для этих моделей принципиально определение двух элементов: (i) где расположены границы перехода от плавления к кристаллизации, и (ii) является ли изменение механических свойств среды в верхней части внутреннего ядра резким или плавным. Например, с трансляционной моделью динамики земного ядра трудно согласовать целый ряд результатов, полученных по сейсмическим данным: это и резкое изменение механических свойств верхней части внутреннего ядра при переходе от западной к восточной части (около  $14^\circ$  в.д. и  $151^\circ$  з.д.) [Waszek, Deuss, 2011], и сложная структура, включающая аномалии скорости меньшего масштаба при переходе от восточной части к западной ( $180^\circ$  в.д.) [Waszek, Deuss, 2015], и, наконец, обнаруженный блок среды с анизотропией скорости продольных волн и поглощения в центральной части восточного квазиполушария ( $120^\circ$ – $140^\circ$  в.д.) [Каазик и др., 2015; Krasnoshchekov et al., 2016a; 2016b]. А в работе [Iritani et al., 2019] по невязкам времен пробега и характеру изменения поглощения показано, что переход представляет область шириной 600 км в виде изменяющейся глубины изотропного слоя, простирающегося от экватора (координаты  $0^\circ$  с.ш.,  $159^\circ$  з.д.) до крайнего севера ( $79^\circ$  с.ш.,  $110^\circ$  в.д.).

В некоторых работах [Breger et al., 1999; 2000] полагают, что локализованные неоднородности, в частности в нижней мантии, более предпочтительны для объяснения сложного пространственного распределения невязок времен пробега, чем сложные модели анизотропии. Например, в работе [Calvet et al., 2006] продемонстрирована неоднозначность сейсмологической модели анизотропии внутреннего ядра. Авторы показали, что, по крайней мере, три различные модели могут объяснить один и тот же набор сейсмических данных, и каждая модель приводит к различным причинам возникновения анизотропии внутреннего ядра Земли. Опираясь на данные о дифференциальных временах пробега волн *PKIKP* и *PKPbc* на станциях в Антарктиде, авторы работы [Leykam et al., 2010], сделали вывод, что внутреннее ядро представляет конгломерат областей с различными анизотропными свойствами, что обеспечивается возможностью устойчивого существования во внутреннем ядре кристаллов железа как с гексагональной, так и с кубически центрированной симметрией [Matessini et al., 2013]. Эта гипотеза поддерживается также обнаруженным в восточной части внутреннего ядра локальным блоком с анизотропией скорости продольных волн и поглощения в нем [Каазик и др., 2015; Krasnoshchekov et al., 2016a; 2016b]. Более того, полагают, что квазивосточное полушарие является изотропным [Lythgoe et al., 2013], а если исключить из рассмотрения данные, полученные по землетрясениям на

Ю. Сандвичевых о-вах, то внутреннее ядро в целом можно считать изотропным, либо слабо анизотропным.

Наличие пространственных особенностей анизотропии внутреннего ядра на масштабе полусферы было также подтверждено данными по собственным колебаниям Земли [Deuss et al., 2010]. В ранних работах анализировали расщепление тонов с четными индексами, которые несли информацию об усредненной анизотропии по всему объему внутреннего ядра. Для оценки анизотропии по полушариям необходимо привлечение нечетных тонов совместно с анализом перекрестных пар  ${}_nS_{l-n}, S_{l'}$ , отличающихся по азимутальному порядку ( $l-l'$ ) на нечетное число. В работе [Deuss et al., 2010] впервые приведены наблюдения расщепления перекрестных пар внутреннего ядра и показано, что такое расщепление соответствует модели с полусферными вариациями величины анизотропии. Более того, для большинства пар один из тонов соответствует внутреннему ядру. Это доказывает, что обнаруженный эффект не может возникать вследствие какой-либо структуры в мантии или внешнем ядре [Breger et al., 1999; 2000; Calvet et al., 2006]. Дополнительным доказательством служит тот факт, что область максимального проявления анизотропии была обнаружена в том самом месте под Северной и Южной Америкой, где она была ранее установлена по данным объемных волн без использования данных с Ю. Сандвичевых о-вов.

### ОСОБЕННОСТИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВНУТРЕННЕГО ЯДРА

На основе анализа данных о временах пробега волн *PKIKP*, взятых из бюллетеня ISC, во внутреннем ядре предполагается существование центральной части радиусом 300 км, в которой анизотропия отличается от остальной части твердого ядра [Ishii, Dziewonski, 2002]: направление быстрой оси анизотропии остается таким же как в верхней части, а направление с медленной скоростью составляет угол  $45^\circ$  относительно оси вращения Земли. Проверка этой гипотезы [Cormier, Strujkova, 2005] не подтвердила наличия резкой границы на 300 км от центра Земли, но было высказано предположение либо о существовании градиентного изменения анизотропии с глубиной, либо о наличии резкой границы на 450 км. В работе [Wang et al., 2015] были проанализированы записи 57 групп сейсмических станций, и на основе автокорреляции коды землетрясений на расстояниях меньше  $20^\circ$  были обнаружены сейсмические волны *PKIKPPKIKP* и *PKIKPPKIKP*, которые дважды прошли через внутреннее ядро Земли: практически до антипода и обратно. Оказалось, что измеренные времена пробега этих волн

поддерживают гипотезу существования центральной области во внутреннем ядре с радиусом чуть менее 600 км, в которой ось анизотропии лежит в экваториальной плоскости.

Приведенные данные требуют новых подтверждений гипотезы о присутствии специфической области в центре ядра и ее свойствах. Это очень важно, так как ее наличие может свидетельствовать о существовании нескольких этапов в формировании и эволюции ядра Земли, в частности, это может свидетельствовать о быстрой аккреции в течение 50–100 миллионов лет с последующим медленным ростом ядра за 1.5–2 млрд лет.

### ЗАТУХАНИЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН ВО ВНУТРЕННЕМ ЯДРЕ

Затухание сейсмических волн во внутреннем ядре обусловлено неупругими характеристиками среды, к которым относятся мелкомасштабные неоднородности типа дислокаций в кристаллах, внутреннее трение и другие [Cormier, Li, 2002; Li, Cormier, 2002; Cormier, 2009]. Эти факторы принято называть внутренним (собственным) поглощением. С другой стороны, затухание связано также с эффектами рассеивания, которые являются упругими процессами перераспределения энергии за счет отражения, преломления и обмена на границах раздела в среде. Эти рассеивающие элементы, расположенные на трассе распространения, при их малом размере, приводят к уменьшению амплитуды сейсмической волны [Vidale et al., 2000; Koper et al., 2004; Poupinet, Kennet 2004; Krasnoshchekov et al., 2005; Leyton, Koper, 2007a; 2007b; Овчинников и др., 2007].

Количественной оценкой затухания сейсмической волны служит относительная потеря энергии за один цикл колебаний  $Q = 2\pi \frac{\Delta E}{E}$  или обрат-

ная ей величина  $q = \frac{1}{Q} = \frac{1}{Q_a} + \frac{1}{Q_c}$ . (Здесь  $Q_a$  – неупругое поглощение,  $Q_c$  – фактор рассеяния). Неупругое поглощение очень чувствительно к изменению давления и температуры среды. Поэтому в условиях внутреннего ядра, где давление меняется слабо, пространственные вариации  $Q$  могут служить источником особенностей теплового режима ядра. Для определения  $Q$  во внутреннем ядре используют дифференциальные амплитуды спектров сейсмических волн *PKIKP* и *PKPbc* [Oreshin, Vinnik, 2004], которые связаны с  $Q$  соотношением:

$$\ln \left[ \frac{A_{df}(f)}{A_{bc}(f)} \right] = a - \pi f t^*, \quad (3)$$

где  $t^* = \int_s dt/Q = T_s/Q$ , а  $T_s$  – время пробега по пути

$S$ . Если  $Q$  не зависит от частоты, то приведенное соотношение в полулогарифмических координатах является линейной функцией частоты с угловым коэффициентом  $\pi t^*$ . Дифференциальная форма позволяет исключить из рассмотрения спектральную функцию источника и, частично, влияние геометрического расхождения за счет того, что в коре, мантии и внешнем ядре пути фаз  $PKiKP$  и  $PKPbc$  близки. Основным недостатком этого метода связан с интерференцией волн  $PKiKP$  и  $PKPbc$  на эпицентральных расстояниях  $145^\circ$ – $147^\circ$ , т.е. при зондировании самой верхней части внутреннего ядра.

В другом способе оценки  $Q$  [Garcia et al., 2006] используется нелинейный метод анализа формы волны. В соответствии с ним модель сейсмограммы на расстояниях  $145^\circ$ – $152^\circ$  можно представить суперпозицией трех импульсов:

$$S(t) = S_{bc}(t - \tau_{df}) * R(t) + S_{bc}(t) + AH(S_{bc}(t + \tau_{ab})), \quad (4)$$

где:  $\tau_{df}$  и  $\tau_{ab}$  – время опережения волны  $PKiKP = S_{bc}(t - \tau_{df}) * R(t)$  и запаздывания волны  $PKPab = AH(S_{bc}(t + \tau_{ab}))$  относительно волны  $PKPbc$ ;  $H(S_{bc}(t))$  – преобразование Гильберта волны  $PKPbc$ ;  $R(t)$  – импульсная реакция среды, описывающая поглощающие свойства верхней части внутреннего ядра;  $A$  – амплитуда волны  $PKPab$ , \* – символ операции свертки. Форма волны  $PKPbc = S_{bc}(t)$  принимается за эталонную форму волны, относительно которой определяются неизвестные параметры (при достаточно большом количестве сейсмограмм с различных станций форма волны  $S_{bc}(t)$  может быть также включена в число определяемых параметров). Преимущество этого способа – возможность оценки  $Q$  верхней части ядра при наблюдениях на расстояниях  $145^\circ$ – $147^\circ$ . В условиях, когда применимы оба метода оценки, например для области ядра под Охотским морем, получены  $Q = 372 \pm 24$  из спектрального отношения и  $Q = 324 \pm 17$  из инверсии волновых форм [Каазик и др., 2018].

Во многих работах отмечают полусферную неоднородность в затухании в верхней части внутреннего ядра, впервые опубликованную в работе [Tanaka, Hamaguchi, 1997], а позже подтвержденную многими исследованиями [Creager, 1999; Niu, Wen, 2001; Cao, Romanowicz, 2004a; 2004b; Yu, Wen, 2006a; 2006b; Tanaka, 2012]. Однако существуют различия между деталями профилей затухания во всех этих исследованиях [Niazi, Johnson, 1992; Bhattacharyya et al., 1993; Souriau, Roudil, 1995; Souriau, Romanowicz, 1997; Li, Cormier, 2002]. Восточное полушарие простирается от  $44^\circ$  до  $177^\circ$  в.д., а западное полушарие простирается от  $183^\circ$  з.д. до  $43^\circ$  в.д. [Tanaka, Hamaguchi, 1997]. В

других исследованиях для латеральной неоднородности затухания приводятся немного отличающиеся координаты [Oreshin, Vinnik, 2004; Irving, Deuss, 2011]. В ранних исследованиях величина  $Q$  изменяется в широких пределах от 200 на границе внутреннего ядра до 1000 в его центре [Doornbos, 1974; Cormier, 1981; Shearer, Masters, 1990], но с плохим разрешением по глубине. В верхних 80 км при зондировании внутреннего ядра в экваториальной плоскости  $Q \sim 250$  [Wen, Niu, 2002] в западном полушарии, а в восточном  $\sim 600$ . Также показано, что имеется корреляция  $Q$  с изотропной скоростью продольных волн: большему  $Q$  соответствуют большая скорость и наоборот.

Измерения амплитудного отношения  $PKiKP/PKiKP$  на эпицентральных расстояниях от  $134$  до  $144^\circ$  [Cao, Romanowicz, 2004b] подтвердили полусферические различия на глубинах до 85 км под границей внутреннего ядра с более высоким затуханием в восточном полушарии ( $Q_p \sim 160$ ), чем в западном ( $Q_p \sim 335$ ). Кроме того, полученные данные предполагают переходную зону на востоке, где  $Q$  вначале уменьшается до глубины 32 км, а затем увеличивается до глубин около 85 км под границей внутреннего ядра. На западе такая закономерность отсутствует.

Полученную особенность связывают с возможным перепадом температуры на границе внутреннего ядра Земли [Singh et al., 2000], который приводит к различной пористости среды кристаллического ядра из-за различной скорости вымораживания легких фракций. Однако имеется другая точка зрения [Yu, Wen, 2006a] о том, что отношение амплитуд, основанное на такой сложной модели, невозможно отличить от амплитудного отношения в более простой модели с постоянным  $Q = 600$  на Западе и  $Q = 300$  на Востоке. Этот вывод был сделан из анализа отношений амплитуд волн  $PKiKP/PKiKP$  на эпицентральных расстояниях  $131$ – $141^\circ$  и волн  $PKiKP/PKPbc$  на расстояниях  $146$ – $151^\circ$  соответственно. Этот результат хорошо согласуется с другими данными [Tanaka, 2012]. Для района в северо-восточной части внутреннего ядра под Тихим океаном  $Q = 370$  в верхней части твердого ядра с последующим уменьшением до 180 на глубинах 200–250 км, а затем увеличивается до глубин 450–500 км. Такая структура может быть обусловлена латеральными вариациями в скорости затвердевания внутреннего ядра благодаря потокам во внешнем ядре, управляемым тепловыми неоднородностями в мантии [Sumita, Olson, 1999], либо возможной конвекцией [Cormier, 2007].

Совместный анализ структурных особенностей внутреннего ядра по долготе, выполненный на основе корреляции скорости продольных волн и сейсмического затухания [Attanayake et al., 2014; Iritani et al., 2014a], указывает на более сложную струк-

туру из трех элементов: область с низкой скоростью и высоким затуханием ( $180^\circ$  з.д.— $90^\circ$  з.д.), низкая скорость и низкое затухание ( $90^\circ$  з.д.— $45^\circ$  в.д.) и высокая скорость и высокое затухание ( $45^\circ$  в.д.— $180^\circ$  в.д.).

Более детальное пространственное распределение  $Q$  во внутреннем ядре между широтами  $45^\circ$  ю.ш. и  $45^\circ$  с.ш. представлено в работе [Pejić et al., 2017] на основе томографии для 400-километрового слоя в его кровле. Высокое затухание с  $Q \sim 200$ –300 наблюдается под Западной, Центральной и Северной Африкой, а также Центральной Атлантикой. Под Индией затухание наиболее сильное ( $Q \sim 75$ ). Высокое затухание ( $Q \sim 200$ –300) имеет место под Юго-Восточной Азией. Область высокого затухания с  $Q \sim 140$ –345 далее простирается через весь Тихий океан к Центральной Америке. Блоки с низким затуханием расположены под Северной Атлантикой и восточной частью Канады, но эти области имеют слабое покрытие данными и большие погрешности определения  $Q$ . Представленные в этой работе данные не демонстрируют какого-либо различия между полусферами, но согласованы с результатами исследований [Atanayake et al., 2014; Iritani et al., 2014a; 2014b]. Результаты этих работ в какой-то мере разрушают сложившийся консенсус относительно полусферической неоднородности затухания, аналогичной скорости продольных волн.

Данные о  $Q$ , полученные по дифференциальным амплитудам объемных волн, не позволяют разделить упругое и неупругое затухание. Однако на основе подгонки формы волны на глобальной выборке волн  $PKiKP$  было показано [Cormier, 2007], что расширение импульса, обусловленное диссипацией энергии, может быть одинаково хорошо описано либо полностью неупругим затуханием, либо полностью затуханием за счет рассеивания. Таким образом, рассеяние также может быть важным механизмом затухания сейсмических волн.

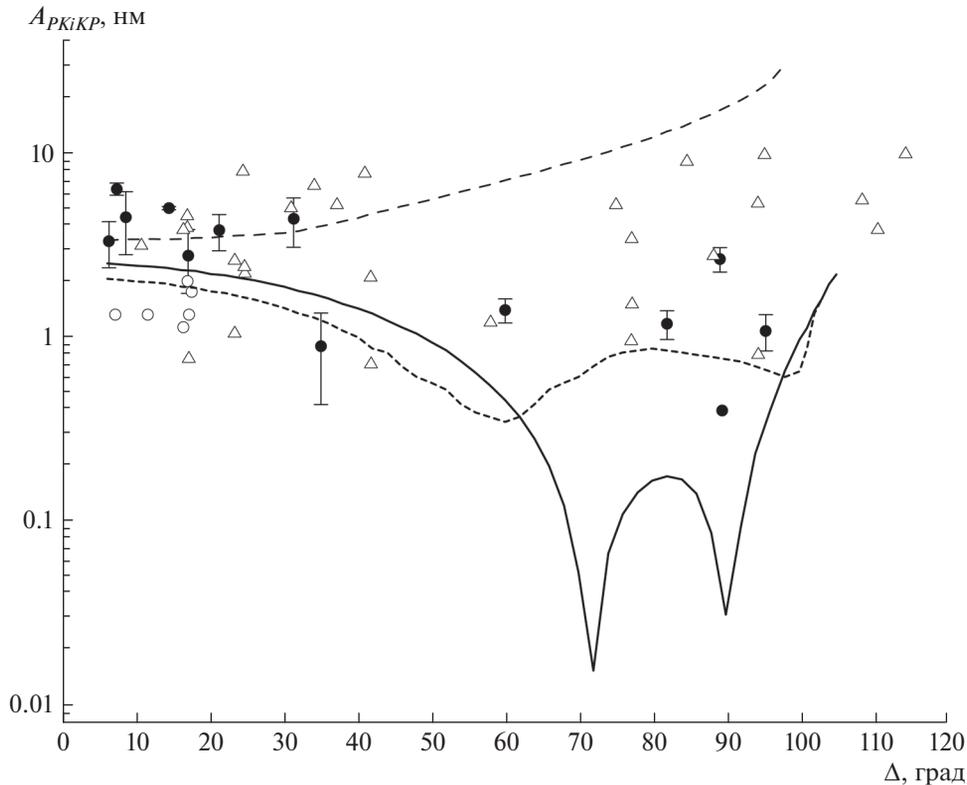
#### ПЕРЕХОД ВНУТРЕННЕЕ– ВНЕШНЕЕ ЯДРО ЗЕМЛИ

В исследованиях верхней части внутреннего ядра по дифференциальным временам пробега волн  $PKiKP$  и  $PKIKP$  было обнаружено локальное изменение во времени границы внутреннего ядра под Африкой [Wen, 2006; Yu, 2016], а в работе [Dai, Song, 2008] показано, что сейсмические данные несут информацию о движении флюида и неоднородности скорости во внешнем ядре, на которые указывают также данные о временах пробега отраженных волн  $PKiKP$  [Koper et al., 2004]. В работах [Адушкин, Овчинников, 2004; Krasnoshchekov et al., 2005; Овчинников и др., 2007] была установлена мозаичная структура поверхности внутреннего ядра и предложены основные структурные элементы по наблюдениям

докритических отраженных волн  $PKiKP$ . Более поздние работы в этом направлении [Dai et al., 2011; Tian, Wen, 2017] подтверждают выводы о мозаичной структуре отражающей поверхности внутреннего ядра Земли.

Из наблюдений волн  $PKiKP$  [Vidale, Earle, 2000], зарегистрированных на сейсмической группе LASA от подземных ядерных взрывов на архипелаге Новая Земля, был сделан вывод о том, что самая верхняя часть внутреннего ядра представляет собой “мягкую зону” с вариациями плотности в 1.2% и характерным размером неоднородности 2 км. Такая интерпретация опирается на наблюдения коды волн  $PKiKP$ , связанной с рассеиванием на мелкомасштабных неоднородностях. В первом приближении моделью такого рассеяния служит борновское приближение. Подтверждение механизма борновского рассеяния на мелкомасштабных неоднородностях было получено в работе [Krasnoshchekov et al., 2005], где показано, что, во-первых, частота коды  $PKiKP$  в два раза выше частоты родительской фазы, и, во-вторых, кода  $PKiKP$  имеет арочную форму. В другой работе [Poupinet, Kennett, 2004] нашли убедительное свидетельство, что механизм борновского рассеивания во внутреннем ядре не является единственным. Наблюдения волн  $PKiKP$  на австралийских станциях не демонстрируют характерных особенностей рассеяния на неоднородностях во внутреннем ядре, а указывают на возможную связь со слоистой структурой на границе внутреннего ядра, или даже на границе ядро–мантия. Кода волны  $PKiKP$  на группе WRA (Варрамунга) характеризуется огибающей, которая является более постоянной и меньшей по амплитуде, чем вступление  $PKiKP$ , в то время как в случае рассеяния на неоднородностях амплитуда коды растет с течением времени и достигает максимума после вступления  $PKiKP$ . Результаты [Poupinet, Kennett, 2004] предполагают, что процесс рассеивания сосредоточен вблизи границы внутреннего ядра и представляет своего рода канализацию энергии. Такая идея согласуется с тем, что во время уплотнения “осадков”, обусловленных ростом внутреннего ядра за счет затвердевания и “вымораживания” легких фракций, сложная, подобная земной коре область, может развиться на поверхности внутреннего ядра из-за слабой пористости в верхах внутреннего ядра [Sumita et al., 1996].

Физически допустимо, что сильные отражения волн  $PKiKP$  от границы внутреннего ядра могут наблюдаться потому, что предполагаемая толщина так называемой “мягкой зоны” в вершине внутреннего ядра составляет несколько сотен метров [Loper, Fearn, 1983; Адушкин, Овчинников, 2004; Butler, Tsuboi, 2010], т.е. меньше, чем длина продольной волны во внутреннем ядре. Вклад твердой фракции быстро растет с глубиной, увеличиваясь на порядок величины на не-



**Рис. 5.** Экспериментальные данные и модельные зависимости амплитуды волны *PKiKP* от эпицентрального расстояния из работ [Krasnoshchekov et al., 2005; 2006]. Сплошная кривая — зависимость амплитуды от расстояния в соответствии с моделью PREM, штриховая — модификация модели PREM, включающая тонкий высокоскоростной слой в основании внешнего ядра, пунктирная — модификация модели PREM, включающая тонкий высокоскоростной слой в вершине внутреннего ядра.

скольких сотнях метров. Однако есть также предположение о протяженности “мягкой зоны” на десятки километров вглубь ядра [Cao, Romanowicz, 2004a].

Наличие мягкой зоны должно приводить к уменьшению модуля сдвига и, как следствие, к уменьшению скорости поперечных волн во внутреннем ядре. Возможно, именно этим фактором может быть обусловлено то, что отраженные волны *PKiKP* могут наблюдаться в транспарентной зоне [Адушкин, Овчинников, 2004; Krasnoshchekov et al., 2005; Овчинников и др., 2007] — на эпицентральных расстояниях от 50 до 85°, где в соответствии со стандартными одномерными моделями Земли коэффициент отражения ничтожно мал (рис. 5). Однако возможен и другой механизм для объяснения больших амплитуд волн *PKiKP* [Helffrich, Mainprice, 2019], связанный с примерно 2% анизотропией верхней части внутреннего ядра с осью симметрии, отличной от оси симметрии его более глубоких частей. Результат этой работы не поддерживает гипотезу об изотропии по крайней мере верхних 50 км внутреннего ядра, которая была рассмотрена выше в разделе “анизотропия внутреннего ядра”.

### СКАЧОК ПЛОТНОСТИ НА ГРАНИЦЕ ВНУТРЕННЕГО ЯДРА

Контрасты плотности на границе между мантией и внешним ядром, а также внешним и внутренним ядром важны для понимания его тепловой эволюции, так как отражают процессы гравитационной дифференциации Земли и затвердевания внутреннего ядра. Основным инструментом получения оценок плотности по характеристикам объемных волн является отношение амплитуд волн  $A_{PKiKP}/A_{PcP}$ . Опубликованные значения скачка плотности на границе внутреннего ядра лежат в широком интервале значений. Низкие величины 0.2–0.5 г/см<sup>3</sup> в ряде районов наблюдения приведены в работах [Koper, Pyle, 2004; Koper, Dombrovskaya, 2005; Krasnoshchekov et al., 2019]. В других работах приводятся более высокие значения: 1.8 г/см<sup>3</sup> [Bolt, Qamar, 1970], 1.35–1.66 г/см<sup>3</sup> [Souriau, Souriau, 1989], 1.1–1.2 г/см<sup>3</sup> [Tkalčić et al., 2009], 0.6–1.0 г/см<sup>3</sup> [Shearer, Masters, 1990; Адушкин и др., 1997; Краснощекоев, Овчинников, 2018] и 0.85 г/см<sup>3</sup> [Cao, Romanowicz, 2004a].

При анализе амплитудного отношения волн *PKiKP* и *PcP* в целях определения плотностного

контраста на границе внутреннего ядра Земли необходимо учитывать возможный вклад целого ряда факторов, оказывающих различное воздействие на амплитуды этих волн при их распространении в вышележащих оболочках Земли. Так, в недавней работе [Krasnoshchekov et al., 2019], впервые представившей статистически значимые выборки измерений  $A_{PKiKP}/A_{PcP}$  для двух фрагментов поверхности внутреннего ядра (под Южной Америкой и Дальним Востоком Евразии), показано, что на эпицентральных расстояниях свыше  $17^\circ$  влияние коры и мантии на анализируемое соотношение может быть столь велико, что оно полностью определяет зависимость дифференциальных времен пробега  $PKiKP-PcP$  от расстояния. Кроме того, результаты моделирования [Краснощекоев, 2019] показывают, что присутствие скоростных неоднородностей вертикального простирания мощностью около 350 км под источником или станцией может приводить к искусственному завышению оценок скачка плотности при использовании данных одиночных станций на эпицентральных расстояниях свыше  $14^\circ$ . При анализе амплитудного отношения также рассматриваются следующие факторы влияния: 1) волны  $PKiKP$  зондируют латерально изменяющуюся мозаичную структуру поверхности внутреннего ядра [Krasnoshchekov et al., 2005]; 2) различное воздействие зоны  $D''$  на волны  $PKiKP$  и  $PcP$  (например, трассы  $PKiKP$  и  $PcP$  зондируют области  $D''$  с различным плотностным или скоростным контрастом на границе ядро–мантия [Tkalčić et al., 2009]); 3) изменение затухания, вызванное текстурой кровли внутреннего ядра [Cormier, 2007]; 4) ослабление  $PKiKP$  из-за рельефа поверхности твердого ядра [Attanayake et al., 2018; deSilva et al., 2017]; 5) латеральные вариации скорости поперечных волн в вершине внутреннего ядра [Краснощекоев и др., 2019]; 6) влияние слоя  $F$  в подошве жидкого ядра [Waszek, Deuss, 2015]. Анализ всех этих факторов в работе [Krasnoshchekov et al., 2019] указывает на трехкратную разницу между скачком плотности на границе внутреннего ядра под Южной Америкой и Дальним Востоком Евразии ( $0.9$  и  $0.3$  г/см<sup>3</sup> соответственно), при этом показано, что обнаруженное различие является статистически значимым.

### СКОРОСТЬ ПОПЕРЕЧНЫХ ВОЛН ВО ВНУТРЕННЕМ ЯДРЕ

Скорость поперечных волн – наименее изученный параметр внутреннего ядра. По данным собственных колебаний Земли она составляет  $3.4–3.6$  км/с [Dziewonski, Anderson, 1981]. Прямые измерения скорости поперечных волн могут быть получены из свойств волн  $PKJKP$ , но имеющиеся к настоящему времени публикации немногочисленны [Julian, 1972; Okal, Cansi, 1998; Cao, Romanowicz, 2005; 2009; Wookey, Helffrich,

2008], являются предметом оживленной дискуссии, а полученные оценки скорости находятся в достаточно широком интервале  $2.5–3.6$  км/с [Souriau, Calvet, 2015]. Например, данные о волнах  $PKJKP$  были представлены в работе [Wookey, Helffrich, 2008], в которой показано, что внутреннее ядро имеет 1% анизотропию скорости поперечных волн. Однако необходимо отметить, что обнаруженные вступления имеют удивительно высокую частоту (около 1 Гц) и очень большую амплитуду. Последнее предполагает, что затухание поперечных волн мало. Но это противоречит оценке затухания по данным продольных волн. Несмотря на это, результат получил более широкое признание, чем ранние публикации, указанные выше.

В недавней работе [Tkalčić, Pham, 2018] для скорости поперечных волн на низких частотах получены значения  $3.42 \pm 0.02$  км/с вблизи границы внутреннего ядра и  $3.58 \pm 0.02$  км/с в его центре, хорошо согласующиеся с данными из собственных колебаний Земли.

Развитие мировой сети цифровых сейсмических наблюдений и возможность применения современных методов обработки позволяет привлечь другие, пока слабо используемые, источники информации о скорости поперечных волн в зоне перехода от внешнего к внутреннему ядру Земли. Прилегающая к границе область со стороны внешнего ядра может быть исследована с помощью дифрагированных на твердом ядре волн  $PKPc-dif$ , а верхняя часть внутреннего ядра – с помощью отраженных от внутренней поверхности границы между внешним и внутренним ядром волн  $PKiKP$  (рис. 1). Амплитуда волн  $PKiKP$  чувствительна к малым вариациям скорости поперечных волн в кровле внутреннего ядра Земли [Cormier, 2015], а потому может рассматриваться как источник фактически прямых измерений скорости поперечных волн во внутреннем ядре наряду с волнами  $PKJKP$ .

Оптимистичные результаты обнаружения волн  $PKiKP$  при нескольких землетрясениях были получены по данным сейсмических групп [Niu, Chen, 2008; Waszek, Deuss, 2015; Краснощекоев и др., 2019], а также измерены отношения амплитуд  $A_{PKiKP}/A_{PKiKP}$  на одиночных сейсмических станциях [Butler, Tsuboi, 2010; Cormier, 2015; Attanayake et al., 2018; Краснощекоев и др., 2019; Усольцева и др., 2020], которые указывают на более низкие значения скорости поперечных волн в верхних 40 км внутреннего ядра  $1 < V_s < 3.1$  км/с, чем в стандартных моделях PREM, IASP91, ak135. Эти данные поддерживают гипотезу о мозаичной структуре переходной зоны от внешнего к внутреннему ядру, полученную на основе свойств волн  $PKiKP$  докритически отраженных от поверх-

ности внутреннего ядра [Адушкин, Овчинников, 2004; Krasnoshchekov et al., 2005; Tian, Wen, 2017].

Вместе с тем следует отметить, что в работе [Wang, Song, 2019] интерпретация [Butler, Tsuboi, 2010; Cormier, 2015] аномальных вступлений на станции ТАМ в Северной Африке как волн *PKiKP* считается ошибочной, а наблюдаемые особенности связаны с сильной локальной неоднородностью в мантии в зоне субдукции о-вов Тонга. Однако на это утверждение последовало контрвозражение [Tsuboi, Butler, 2020].

Полученные из амплитудных отношений  $A_{PKiKP}/A_{PKiKP}$  оценки скорости поперечных волн в верхних 40 км внутреннего ядра значительно ниже скорости в железе и его сплавах, из которого, как полагают, состоит кристаллическое ядро Земли, и, вероятно, характеризуют различную степень предплавления вещества ядра (гексагональное железо – Fe-hcp и кубически центрированное – Fe-bcc), приводящую к уменьшению модуля сдвига при температуре ( $T$ ), близкой к температуре плавления  $T_m$ :  $T/T_m > 0.95$  [Martorell et al., 2013; 2015]. Другой возможный механизм уменьшения модуля сдвига может быть связан с дефектами структуры Fe-bcc, которые становятся значительными при температуре и давлении внутреннего ядра [Belonoshko et al., 2007].

### О ВОЗМОЖНЫХ ВАРИАЦИЯХ СКОРОСТИ ВО ВНЕШНЕМ ЯДРЕ

Существуют проблемы, связанные с интерпретацией анизотропии внутреннего ядра на основе собственных колебаний Земли. Известно, что наиболее сильно расщепляются те собственные колебания Земли, которые зондируют самую верхнюю часть внутреннего ядра, т. е. область, которая из наблюдений объемных волн считается изотропной. Более того, в рамках модели анизотропии нет объяснения свойств гармоник  ${}_0S_2$ , которая описывает цилиндрическую симметрию во внешнем ядре. Чтобы устранить это противоречие, в качестве альтернативной гипотезы было предложено [Romanowicz, Breger, 2000], что аномальное расщепление нормальных мод собственных колебаний можно объяснить структурой во внешнем ядре. В работе [Romanowicz et al., 2003] было установлено, что увеличение скорости  $P$ -волны на 0.5–1.0% внутри Тейлоровского цилиндра может объяснить наблюдаемые особенности в дифференциальных временах пробега сейсмических волн, в частности,  $L$ -образную форму зависимости дифференциальных невязок от угла между сейсмическим лучом и осью вращения Земли. Аналогичный результат был получен в работах [Овчинников и др., 2010; 2012], где на более широком наборе данных была получена ковшобразная форма дифференциальных невязок

для  $24^\circ < \xi < 26^\circ$ , которую невозможно объяснить анизотропией внутреннего ядра и известными в настоящее время локализованными аномалиями скорости в мантии. Другие работы [Koper et al., 2004; Dai, Song, 2008; Krasnoshchekov et al., 2019], опирающиеся на дифференциальные времена волн *PKiKP* и *PcP*, указывают на возможные аномалии скорости порядка десятых процента во внешнем ядре. Волны *PKiKP*, как и *PcP*, на малых эпицентральных имеют относительно небольшие амплитуды и потому выборка данных за исключением районов Юго-Восточной Азии с этими волнами невелика. Обнаружение этих волн требует применения специальных методов обработки улучшающих соотношение сигнал–шум.

В нижней части внешнего ядра, возможно, модуль сдвига отличен от нуля и скорость поперечных волн составляет 0.014 км/с на частоте 0.001 Гц [Tsuboi, Saito, 2002]. Ненулевой модуль сдвига, а также повышенный градиент скорости в подошве внешнего ядра были также предложены в работах [Бурмин, 2004; 2010].

### ДИФФЕРЕНЦИАЛЬНОЕ ВРАЩЕНИЕ ВНУТРЕННЕГО ЯДРА

Активное изучение дифференциального вращения внутреннего ядра было начато около 25 лет назад в связи с проблемой возникновения и эволюции магнитного поля Земли. Одним из результатов численного моделирования инверсии магнитного поля Земли явилось вращение внутреннего ядра с запада на восток относительно мантии со скоростью  $1.6^\circ$  в год [Glatzmaier, Roberts, 1995]. Величина скорости дифференциального вращения представляет интерес для объяснения ряда геодинамических процессов, например таких, как наблюдаемое распределение сейсмичности, приуроченное к “критическим” широтам, где происходит изменение знака деформации, обусловленной вращением Земли. Одна из гипотез связывает эту особенность с вариациями скорости вращения Земли [Левин и др., 2013]. Более того, в работе [Хаин, 2010] указывается на необходимость более полного учета ротационного фактора в глобальной геодинамике и выделения отдельного направления – ротационной геодинамики.

В первой работе [Song, Richards, 1996], представившей сейсмологические доказательства дифференциального вращения внутреннего ядра, его скорость оценивалась в диапазоне  $0.4$ – $1.8^\circ$  в год с наиболее вероятным значением  $1.1^\circ$  в год. Авторы использовали зависимость от календарного времени ( $T$ ) невязок дифференциальных времен пробега  $ddt = (t_{bc} - t_{df})_{mea} - (t_{bc} - t_{df})_{ref}$  объемных волн *PKiKP* и *PKPbc* (рис. 1) от землетрясений на Южных Сандвичевых о-вах, зарегистрированных на станции Колледж (COL) на Аляске на расстоянии около  $151^\circ$ . При этом пред-

полагалось, что внутреннее ядро анизотропно и ось анизотропии имеет наклон  $10^\circ$  относительно оси вращения Земли. В этом случае угол между направлением сейсмического луча и осью анизотропии при дифференциальном вращении зависит от времени (рис. 6).

В предположении слабой анизотропии явное выражение для скорости дифференциального вращения имеет следующий вид [Song, 2000]:

$$\alpha = k / \{ (2b \cos \xi + 4c \cos^3 \xi) \times (-R_x A_{0y} + R_y A_{0x}) \}, \quad (5)$$

где:  $R_x, R_y$  и  $A_{0x}, A_{0y}$  – соответствующие направляющие косинусы вектора  $R$ , задающего направление сейсмического луча во внутреннем ядре в точке его максимального погружения и вектора  $A_0$ , определяющего положение оси анизотропии в момент времени  $T_0$ ;  $k$  – угол наклона в уравнении линейной регрессии  $ddt = (t_{bc} - t_{df})_{mea} - (t_{bc} - t_{df})_{ref} = e_0 + k(T - T_0)$ , связывающего дифференциальные времена пробега и календарное время.

По дифференциальным временам пробега волн  $PKIKP$  из сейсмологического каталога ISC с использованием разложения по сферическим функциям была получена скорость  $3.28^\circ$  в год [Su et al., 1996] на основе изменения долготы полюса оси анизотропии на  $70^\circ$  за период в 25 лет:

$$\delta e(\lambda, \vartheta, \tau) = \sum_{l,m} \{ A_{lm} \cos[m(\lambda - \omega\tau)] + B_{lm} \sin[m(\lambda - \omega\tau)] \} p_{lm}(\cos\vartheta). \quad (6)$$

Результат этой работы характеризуется большим рассеянием данных и высокочастотными вариациями дифференциальных невязок. Критика этих результатов [Souriau et al., 1997] состояла в том, что отсутствуют надежные определения наклона в  $10^\circ$  оси анизотропии относительно оси вращения Земли, и это делает невозможным измерение скорости вращения внутреннего ядра.

Новый метод, учитывающий критику подхода к определению скорости дифференциального вращения, был вскоре предложен автором работы [Creager, 1997] на основе установленного по наблюдениям времен пробега от землетрясений на Ю. Сандвичевых о-вах на станциях на Аляске латерального градиента скорости во внутреннем ядре. С учетом дифференциального вращения Земли и квазистационарности трасс от землетрясений к станции COI на Аляске относительная вариация скорости  $\Delta v$  продольных волн может быть представлена в следующем виде:

$$\Delta v(\xi, \Delta) = \delta v_0 + \frac{\partial v}{\partial \xi} (\xi - \xi_0 - \alpha \gamma T_i) + \frac{\partial v}{\partial \Delta} (\Delta - \Delta_0), \quad (7)$$

где:  $T_i$  – время возникновения землетрясения;  $\xi$  – азимут;  $\Delta$  – эпицентральное расстояние;  $\alpha$  – скорость дифференциального вращения;  $\gamma$  – коэффициент, учитывающий изменение линейного

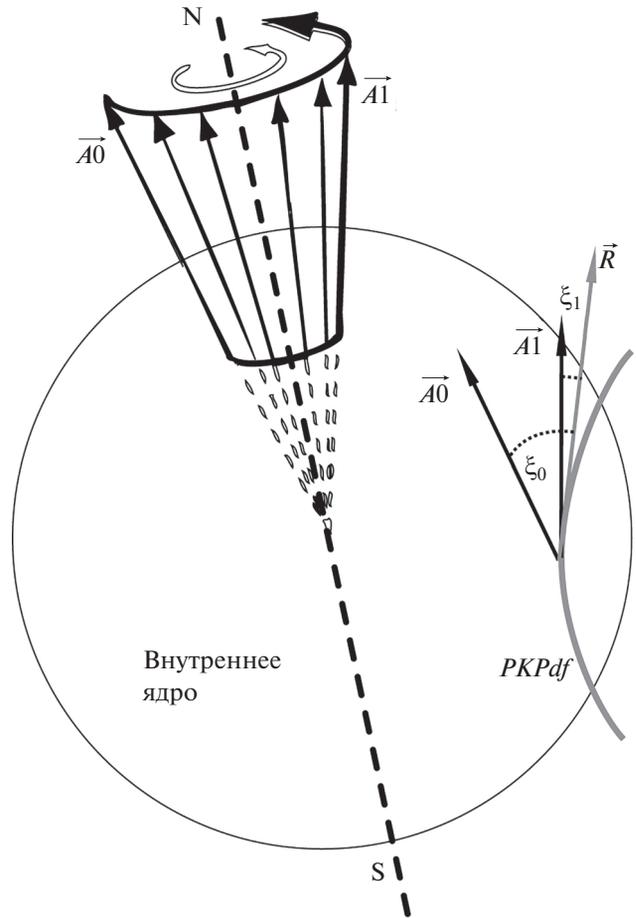


Рис. 6. Схематическое представление дифференциального вращения внутреннего ядра:  $R$  – вектор-направление луча  $PKPdf$  в точке максимального погружения;  $A_0 \dots A_{11}$  – векторы, показывающие последовательное положение оси анизотропии при вращении внутреннего ядра с Запада на Восток в различные моменты времени;  $\xi$  – угол между направлением сейсмического луча  $PKPdf$  и положением оси анизотропии.

размера от широты. Полученная скорость дифференциального вращения составила  $0.2-0.3^\circ$  в год, и хотя она оказалась меньше, чем предыдущие оценки, но подтверждала наличие дифференциального вращения. Этот результат был воспринят также критически [Souriau, 1998a] из-за возможных значительных неопределенностей в связи с неточностями определения координат землетрясений и весьма вероятными вариациями дифференциальных времен пробега волн  $PKIKP$  и  $PKPbc$ , обусловленными мелкомасштабными неоднородностями в земной коре и мантии.

Совместная инверсия вращения внутреннего ядра и неоднородностей в мантии подтвердила присутствие латерального градиента скорости в твердом ядре, а скорость дифференциального вращения составила  $0.3-1.1^\circ$  в год [Song, 2000].

**Таблица 2.** Сводка оценок скорости дифференциального вращения внутреннего ядра по данным объемных волн и собственным колебаниям (СКЗ)

Публикация	Метод, измеряемый параметр	Направление и характер вращения	Оценка скорости, градус/год
[Song, Richards, 1996]	Наклон оси анизотропии <i>PKPbc-PKIKP</i>	Стационарное, на восток	0.4–1.8
[Su et al., 1996]	Наклон оси анизотропии <i>PKIKP</i> из ISC	Стационарное, на восток	3
[Creager, 1997]	Скоростной градиент <i>PKPbc-PKIKP</i>	Стационарное, на восток	0.2–0.3
[Souriau et al., 1997]	Разложение по сферическим функциям <i>PKPbc-PKIKP</i>	Нет вращения	Нет вращения
[Овчинников и др., 1998]	Локальная неоднородность <i>PKPbc-PKIKP</i>	Стационарное, на восток	0.4–1.8
[Souriau, 1998b]	Анализ ошибки метода на основе наклона оси анизотропии	Нет вращения	Нет вращения
[Souriau, 1998c]	Скоростной градиент <i>PKPbc-PKIKP</i>	Стационарное, на восток	≤1.1
[Sharrock, Woodhouse, 1998]	Расщепление нормальных мод СКЗ	Стационарное, на запад	≤2.5
[Laske, Masters, 1999]	Расщепление нормальных мод СКЗ	Стационарное, на восток или запад	±0.2
[Souriau, Poupinet, 2000]	Скоростной градиент <i>PKPbc-PKIKP</i>	Стационарное, на восток	≤1
[Poupinet et al., 2000]	События-двойники ( <i>PKIKP</i> )	Стационарное, на восток или запад	±0.2
[Song, Li, 2000]	Скоростной градиент <i>PKPbc-PKIKP</i>	Стационарное, на восток	0.6
[Vidale et al., 2000]	Временные вариации коды <i>PKiKP</i>	Стационарное, на восток	0.05
[Collier, Helffrich, 2001]	Скоростной градиент <i>PKPbc-PKIKP</i>	Стационарное или осцилляторное ( $T = 280$ дней)	от $0.45 \pm 0.25$ до $0.74 \pm 0.29$
[Laske, Masters, 2003]	Расщепление нормальных мод СКЗ	Стационарное, на восток	$0.11 \pm 0.13$
[Li, Richards, 2003]	Скоростной градиент События-двойники <i>PKPbc-PKIKP</i>	Стационарное, на восток	$0.4 \pm 1.0$
[Zhang et al., 2005]	Скоростной градиент События-двойники <i>PKPbc-PKIKP</i>	Стационарное, на восток	$0.3 \pm 0.5$
[Vidale, Earle, 2005]	Рассеяние коды <i>PKP</i>	Стационарное, на восток	0.15
[Wen, 2006]	События-двойники	На восток Топография границы и рост внутреннего ядра	Не указано
[Zhang et al., 2008]	Скоростной градиент События-двойники <i>PKPbc-PKIKP</i>	Стационарное, на восток	Десятые доли градуса в год
[Lindner et al., 2010]	Байесовская инверсия <i>PKPbc-PKIKP</i>	Стационарное, на восток (возможно с ускорением)	$0.39 \pm 0.22$ $0.24-0.56$ (за последние 55 лет)

Таблица 2. Окончание

Публикация	Метод, измеряемый параметр	Направление и характер вращения	Оценка скорости, градус/год
[Овчинников, Каазик, 2011]	Наклон оси анизотропии <i>PKPbc–PKiKP</i>	Стационарное, на восток	0.05
[Waszek et al., 2011]	Положение границы анизотропных полусфер	Стационарное, на восток	$(0.1–1) \times 10^{-6}$
[Tkalčić et al., 2013]	Скоростной градиент События-двойники	В среднем на восток (возм. с осцилляциями $T = 1^\circ/\text{год}$ )	0.25–0.48
[Vidale, 2019]	Рассеяние кода <i>PKP</i>	Стационарное, на восток	$0.07 \pm 0.02$
[Yao et al., 2019]	События-двойники <i>PKPbc–PKiKP</i>	Не установлено	либо $\geq 8.6$ , либо нет вращения
[Tsuboi, Butler, 2020]	Локальная неоднородность <i>PKiKP</i> в антиподе	Стационарное, на восток	0.05

Аналогичный подход был использован в работе [Collier, Helffrich, 2001] по наблюдениям на сети станций в Великобритании землетрясений в районе о-вов Тонга. Оценка скорости лежит в пределах  $0.47–0.77^\circ$  в год на временном интервале наблюдения 10 лет. Вместе с тем они отмечают возможность осцилляции с периодом 280 дней, при которой наблюдается вначале вращение к западу, а затем к востоку. В других аналогичных работах скорость составила  $0.27–0.53^\circ$  в год [Zhang et al., 2005],  $0 \pm 1^\circ$  в год [Song, Poupinet, 2007] по наблюдениям землетрясений в районе о-вов Тонга на станциях во Франции.

В работе [Овчинников и др., 1998] показано, что скачок в невязках дифференциальных времен пробега волн *PKiKP* и *PKPbc* в 0.3 с в период наблюдения с 1976 по 1979 гг. на станции NVL в Антарктиде от взрывов на о-ве Новая Земля, свободных от ошибок в координатах и времени в очаге, может быть связан с локальной скоростной неоднородностью во внутреннем ядре и ее движением со скоростью  $0.4^\circ–1.8^\circ$  в год.

По изменениям коды волн *PKiKP* от взрывов на о. Новая Земля, зарегистрированных на сейсмической группе ЛАСА в шт. Монтана (США), скорость дифференциального вращения составила  $0.05–0.15^\circ$  в год [Vidale et al., 2000; Vidale, Earle, 2005], а в пересмотренной интерпретации  $0.07^\circ$  в год [Vidale, 2019].

Ряд других работ был направлен на обоснование надежности наблюдаемой зависимости дифференциальных времен пробега от календарного времени с использованием землетрясений-двойников – событий, пространственное положение которых различается не более, чем на 2 км [Cao et al., 2007; Creager, 1997; Li, Richards, 2003; Zhang et al.,

2005; Wen, 2006; Tkalčić et al., 2013; Vidale, Earle, 2005; Lindner et al., 2010; Waszek et al., 2011; Yao et al., 2015]. Было показано, что наблюдаемая зависимость дифференциальных времен пробега от календарного времени не является следствием несовершенства технических средств наблюдения либо погрешностей техники измерения на аналоговых сейсмограммах. Более того, использование землетрясений-двойников позволяет устранить влияние неоднородностей в мантии на измеряемые дифференциальные параметры сейсмических волн [Li, Richards, 2003; Zhang et al., 2005]. При использовании этого подхода, по данным [Tkalčić et al., 2013], дифференциальное вращение происходит со скоростью  $0.23–0.48^\circ$  в год с периодическим резким замедлением и ускорением до  $1^\circ$  в год, при этом малые значения скорости согласованы с наблюдениями из собственных колебаний Земли в том же интервале наблюдений.

С другой стороны, данные, представленные [Waszek et al., 2011; Mäkinen, Deuss 2011], указывают на разнонаправленный временной тренд в невязках времен пробега на близкорасположенных станциях, что невозможно объяснить твердотельным дифференциальным вращением внутреннего ядра, а из данных [Yao et al., 2019] следует, что либо вращение отсутствует, либо его скорость больше  $8.6^\circ$  в год, чему трудно дать физическое объяснение.

В работе [Waszek et al., 2011] на основе предположения, что полусферные особенности анизотропии скорости продольных волн во внутреннем ядре сохраняются в процессе его роста, из анализа погружающихся границ между полусферами получена скорость вращения  $(0.1–1^\circ) \times 10^{-6}$  в год. В последней из серии работ [Tsuboi, Butler, 2020]

по оценке скорости дифференциального вращения получена величина  $0.05^\circ$  в год по временам пробега волн *PKiKP* в антиподе. При этом наблюдаемое изменение времени пробега  $\sim 0.2$  с за 20 лет связывают с латеральной неоднородностью скорости поперечных волн в вершине внутреннего ядра. Основные опубликованные результаты, связанные с дифференциальным вращением, представлены в табл. 2.

Оценки скорости дифференциального вращения в работах по геодинاميке также претерпели существенное изменение: от  $3^\circ$  в год до  $1^\circ \times 10^{-6}$  в год при учете гравитационной блокировки внутреннего ядра неоднородностями плотности в мантии и ограничений, полученных при анализе длительности земных суток [Dumberry, 2010; Aubert, Dumberry, 2010].

Таким образом, главной тенденцией в оценках скорости вращения внутреннего ядра по данным объемных волн является ее снижение по мере появления новых данных и исследований: от первоначальной оценки  $1-3^\circ$  в год до  $0.05^\circ$  в год, а в некоторых исследованиях само существование дифференциального вращения внутреннего ядра Земли ставится под сомнение. Но даже если дифференциального вращения физически не существует, выполненные работы указывают на изменение механических свойств среды во внутреннем ядре и, следовательно, время становится еще одним параметром, который необходимо принимать во внимание при построении моделей Земли.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Внутреннее ядро остается наиболее трудной для изучения оболочкой нашей планеты, единственной, в отношении которой так и не сложилось единой и непротиворечивой картины ее описания – как в целом, так и отдельных свойств. Для сейсмологии основные проблемы связаны с исключением из измеряемых характеристик сейсмического волнового поля факторов, обусловленных особенностями вышележащих оболочек Земли – коры, мантии и внешнего ядра, а также очень неравномерного по объему зондирования различных областей внутреннего ядра. Большая неопределенность в физических параметрах ядра значительно усложняет интерпретацию сейсмических данных. Тем не менее, прогресс продолжается по многим направлениям. Цифровые методы регистрации сейсмических колебаний от землетрясений позволяют проводить более глубокую обработку данных и получать новые, ранее недоступные, сведения о структуре и свойствах волнового поля. Рост производительности вычислительной техники позволяет применить ресурсозатратные методы расчета полноволновых теоретических сейсмограмм для трехмерных моделей Земли и восполнить недостатки наблюда-

тельных возможностей сейсмических сетей, а также повысить качество интерпретации натуральных сейсмических данных.

Дальнейший прогресс в достижении более целостного понимания смыслов и взаимосвязи динамических процессов во внутреннем ядре вряд ли возможен без развития междисциплинарных связей – геодинاميки, сейсмологии, геохимии, геомагнетизма. Из далеко не полного обзора следует, что наши представления о свойствах внутреннего ядра и динамике протекающих в нем процессов достаточно противоречивы и в сейсмических исследованиях наметился переход к более детальным исследованиям внутреннего ядра на меньших, чем полусферный, пространственных масштабах.

## ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований – грант № 19-15-50080 (Экспансия).

Funding: The reported studies were funded RFBR, project № 19-15-50080.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Адушкин В.В., Овчинников В.М.* О мозаичности отражающих свойств поверхности внутреннего ядра Земли // Докл. РАН. 2004. Т. 397. № 6. С. 815–817.
- Адушкин В.В., Ан В.В., Овчинников В.М., Краснощекоев Д.Н.* О скачке плотности на внутренней границе земного ядра по наблюдениям волн *PKiKP* на расстояниях около  $6^\circ$  // Докл. РАН. 1997. Т. 354. № 3. С. 382–385.
- Бурмин В.Ю.* Скорость распространения сейсмических волн в земном ядре // Физика Земли. 2004. №6. С. 26–41.
- Бурмин В.Ю.* Строение ядра и мантии Земли по данным мировой сети сейсмических станций // Геофизические исследования. 2010. № 11 (спецвыпуск). С. 41–71.
- Каазик П.Б., Краснощекоев Д.Н., Овчинников В.М.* Анизотропный блок во внутреннем ядре под Юго-Восточной Азией // Докл. РАН. 2015. Т. 465. № 1. С. 91–96.
- Каазик П.Б., Краснощекоев Д.Н., Овчинников В.М.* Поглощающие свойства и дифференциальные времена пробега во внутреннем ядре Земли из инверсии волновых форм. Динамические процессы в геосферах. Сб. научных трудов ИДГ РАН. 2018. № 10. М: ИДГ РАН. С. 21–28.  
<https://doi.org/10.26006/IDG.2018.10.20156>
- Краснощекоев Д.Н.* О смещении оценок скачка плотности на границе внутреннего ядра Земли по амплитудному отношению *PKiKP/PcP*. Динамические процессы в геосферах. Сб. научных трудов ИДГ РАН. 2019. № 11. С. 43–47.  
<https://doi.org/10.26006/IDG.2019.11.38628>
- Краснощекоев Д.Н., Овчинников В.М.* О скачке плотности на границе внутреннего ядра Земли в восточном и западном полушариях // Докл. РАН. 2018. Т. 478. № 4.

- С. 464–468.  
<https://doi.org/10.7868/S0869565218040199>
- Краснощеков Д.Н., Овчинников В.М., Усольцева О.А.* О скорости поперечных волн в вершине внутреннего ядра Земли // Докл. РАН. 2019. Т. 488. №4. С. 434–438.
- Кузнецов В.В.* Анизотропия свойств внутреннего ядра Земли // УФН. 1997. Т. 167. С. 1001–1012.
- Левин Б.В., Сасорова Е.В., Доманский А.В.* Свойства “критических широт”, вариации вращения и сейсмичность Земли // Вестник ДВО РАН. 2013. № 3. С. 3–8.
- Литасов К.Д., Шацкий А.Ф.* Состав и строение ядра Земли. Новосибирск: изд-во СО РАН. 2016. 299 с.
- Овчинников В.М.* Анизотропия внутреннего ядра Земли по сейсмическим данным антарктических станций. Динамика взаимодействующих геосфер. Сб. научных трудов ИДГ РАН. М: ГЕОС. 2004. С. 123–127.
- Овчинников В.М., Каазик П.Б.* Временные тренды невязок времен пробега сейсмических волн в земном ядре и дифференциальное вращение внутреннего ядра. Динамические процессы в геосферах. Сб. научных трудов ИДГ РАН. М: ИДГ РАН. 2011. № 2. С. 10–19.
- Овчинников В.М., Адушкин В.В., Ан В.А.* О скорости относительного вращения внутреннего ядра земли // Докл. РАН. 1998. Т. 362. № 5. С. 683.
- Овчинников В.М., Краснощеков Д.Н., Каазик П.Б.* Новое представление о границе между внешним и внутренним ядром Земли // Докл. РАН. 2007. Т. 417. № 3. С. 389–392.
- Овчинников В.М., Каазик П.Б., Краснощеков Д.Н.* Об аномалии скорости во внешнем ядре // Докл. РАН. 2010. Т. 433. №6. С. 813–816.
- Овчинников В.М., Каазик П.Б., Краснощеков Д.Н.* Слабая аномалия скорости во внешнем ядре из сейсмических данных // Физика Земли. 2012. № 3. С. 34–45.
- Усольцева О.А., Овчинников В.М., Краснощеков Д.Н.* Об особенностях переходной зоны от внешнего к внутреннему ядру Земли из характеристик волн  $PKIKP$  и  $PKP_{c-dif}$  // Физика Земли. № 1. 2021. С. 1–14.
- Хаин В.Е.* Об основных принципах построения подлинно глобальной модели динамики Земли // Геология и геофизика. 2010. №6. С. 753–760.
- Attanayake J., Thomas C., Cormier V.F., Miller M.S., Koper K.D.* Irregular Transition Layer Beneath the Earth’s Inner Core Boundary From Observations of Antipodal  $PKIKP$  and  $PKIKP$  Waves // 3G. 2018. P. 3607–3622.  
<https://doi.org/10.1029/2018GC007562>
- Attanayake J., Cormier V.F., deSilva S.M.* Uppermost Inner Core Seismic Structure – New Insights from Body Waveform Inversion // Earth Planet. Sci. Lett. 2014. V. 385. P. 49–58.
- Aubert J., Dumberry M.* Steady and fluctuating inner core rotation in numerical geodynamo models // Geoph. J. Int. 2010. V. 184. 1. P. 162–170.  
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04842.x>
- Belonoshko A.B., Skorodumova N.V., Davis S., Osipov A.N., Rosengren A., Johansson B.* Origin of the low rigidity of the Earth’s inner core // Science. 2007. V. 316. № 5831. P. 1603–1605.  
<https://doi.org/10.1126/science.1141374>
- Bergman M.I.* Measurements of elastic anisotropy due to solidification texturing and the implications for the Earth’s inner core // Nature. 1997. V. 389. P. 60–63.
- Bergman M.I.* Estimates of the Earth’s inner core grain size // Geophys. Res. Lett. 1998. V. 25. P. 1593–1596.
- Bergman M.I.* Solidification of the Earth’s core. In: V. Dehant, K. Creager, S. Zatman, S.-I. Karato (Eds.). Earth’s Core: Dynamics, Structure, Rotation. American Geophysical Union Geodynamics Series 31. 2003. P. 105–127.
- Beghein C., Trampert J.* Robust normal mode constraints on inner-core anisotropy from model space search // Science. 2003. V. 299. P. 552–555.
- Bhattacharyya J., Shearer P., Masters G.* Inner core attenuation from short-period PKP(bc) versus PKP(df) waveforms // Geophys. J. Int. 1993. V. 114. № 1. P. 1–11.  
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1993.tb01461.x>
- Bolt B.A., Qamar A.* An upper bound to the density jump at the boundary of the Earth’s inner core // Nature. 1970. V. 228. № 5267. P. 148–150.
- Breger L., Romanowicz B., Tkalcic H.* PKP(BC-DF) travel time residuals and short scale heterogeneity in the deep Earth // Geophys. Res. Lett. 1999. V. 20. P. 169–172.
- Breger L., Tkalcic H., Romanowicz B.* The effect of D’’ on PKP(AB-DF) travel time residuals and possible implications for inner core structure // Earth Planet. Sci. Lett. 2000. V. 175. P. 133–143.
- Buffet B.A., Wenk H.R.* Texturing of the Earth’s inner core by Maxwell stresses // Nature. 2001. V. 413. P. 60–63.
- Butler R., Tsuboi S.* Antipodal seismic observations of temporal and global variation at Earth’s inner-outer core boundary // Geophys. Res. Lett. 2010. V. 37. L11301.  
<https://doi.org/10.1029/2010GL042908>
- Calvet M., Chevrot S., Souriau A.* P-wave propagation in transversely isotropic media II. Application to inner core anisotropy: effects of data averaging, parametrization and a priori information // Phys. Earth Planet. Inter. 2006. V. 156. P. 21–40.
- Cao A., Romanowicz B.* Constraints on density and shear velocity contrasts at the inner core boundary // Geophys. J. Int. 2004a. V. 157. № 3. P. 1146–1151.
- Cao A., Romanowicz B.* Hemispherical transition of seismic attenuation at the top of the earth’s inner core // Earth Planet. Sci. Lett. 2004b. V. 228. P. 243–253.  
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.09.032>
- Cao A., Romanowicz B.* Constraints on shear wave attenuation in the Earth’s inner core from an observation of PKJKP // Geoph. Res. Lett. 2009. V. 36. P. L09301.  
<https://doi.org/10.1029/2009GL038342>
- Cao A., Masson Y., Romanowicz B.* Short wavelength topography on the inner-core boundary // Proc. Natl. Acad. Sci. USA 2007. V. 104. P. 31–35.
- Cao A., Romanowicz B., Takeuchi N.* An observation of PKJKP: inferences on inner core shear properties // Science. 2005. V. 308. P. 1453–1455.
- Collier J., Helffrich G.* Estimate of inner core rotation rate from United Kingdom regional seismic network data and consequences for inner core dynamical behaviour // Earth Planet. Sci. Lett. 2001. V. 193. P. 523–537.
- Cormier V.F.* Short-period PKP phases and the anelastic mechanism of the inner core // Phys. Earth planet. Inter. 1981. V. 24. P. 291–301.

- Cormier V.F.* Texture of the uppermost inner core from forward- and back-scattered seismic waves // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2007. V. 258. P. 442–453.
- Cormier V.* A glassy lowermost outer core // *Geophys. J. Int.* 2009. V. 179. P. 374–380.
- Cormier V.F.* Detection of inner core solidification from observations of antipodal PKIKP // *Geophys. Res. Lett.* 2015. V. 42. №18. P. 7459–7466.  
<https://doi.org/10.1002/2015GL065367>
- Cormier V., Li X.* Frequency-dependent seismic attenuation in the inner core 2. A scattering and fabric interpretation // *J. Geophys. Res.* 2002. V. 107. № B12. 2362.  
<https://doi.org/10.1029/2002JB001796>
- Cormier V.F., Stroujkova A.* Waveform search for the innermost inner core // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2005. V. 236. P. 96–105.
- Creager K.* Inner core rotation rate from small scale heterogeneity and time varying travel times // *Science.* 1997. V. 278. № 5341. P. 1284–1288.
- Creager K.* Large-scale variations in inner core anisotropy // *J. Geophysical Research.* 1999. V. 104. № B10. P. 23127–23139.
- Creager K.C.* Inner core anisotropy and rotation. *Earth's Deep Interior: Mineral Physics and Tomography from the Atomic to the Global Scale* / ed. S. Karato, A. Forte, R. Liebermann, G. Masters, L. Stixrude. P. 89–114. *Geophys. Monogr. Ser.* 117. Washington, DC: AGU. 2000.
- Dai W., Song X.* Detection of motion and heterogeneity in Earth's liquid outer core // *Geophys. Res. Lett.* 2008. V. 35. L16311.
- Dai Z., Wanga W., Wen L.* Irregular topography at the Earth's inner core boundary // *PNAS.* 2012. V. 109. № 20. P. 7654–7658.
- Deuss A.* (2014). Heterogeneity and anisotropy of Earth's inner core // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences.* 2014. V. 42. P. 103–126.  
<https://doi.org/10.1146/annurev-earth-060313-054658>
- Deuss A., Irving J.C.E., Woodhouse J.H.* Regional variation of inner core anisotropy from seismic normal mode observations // *Science.* 2010. V. 328. P. 1018–1020.
- Doornbos D.J.* The anelasticity of the inner core // *Geophys. J. Int.* 1974. V. 38. P. 397–415.
- Dumberry M.* Gravity variations induced by core flows // *Geophys. J. Int.* 2010. V. 180. P. 635–650.  
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04437.x>
- Durek J.J., Romanowicz B.* Inner core anisotropy inferred by direct inversion of normal mode spectra // *Geophys. J. Int.* 1999. V. 139. P. 599–662.
- Dziewonski A.M., Anderson D.L.* Preliminary reference Earth model. *Phys. of the Earth and Planetary Interiors.* 1981. V. 25. P. 297–356.
- Garcia R.* Constraints on upper inner-core structure from waveform inversion of core phases // *Geophys. J. Int.* 2002. V. 150. P. 651–664.
- Garcia R., Souriau A.* Inner core anisotropy and heterogeneity level // *Geophys. Res. Lett.* 2000. V. 27. P. 3121–3124.
- Garcia R., Tkalčić H., Chevrot S.* A new global PKP data set to study Earth's core and deep mantle // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2006. V. 159. P. 15–31.
- Giardini D., Li X. D., Woodhouse J.H.* Three-dimensional structure of the Earth from splitting in free-oscillation spectra // *Nature.* 1987. V. 325. № 6103. P. 405–411.
- Glatzmaier G., Roberts P.H.* A three-dimensional convective dynamo solution with rotating and finitely conducting inner core and mantle // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1995. V. 91. P. 63–75.
- Gubbins D., Sreenivasan B., Mound J., Rost S.* Melting of the Earth's inner core // *Nature.* 2011. V. 473. № 7347. P. 361–363.
- Helffrich G., Mainprice D.* Anisotropy at the inner core boundary // *Geophys. Res. Lett.* 2019. V. 46. № 21. P. 11959–11967.  
<https://doi.org/10.1029/2019GL083644>
- Helffrich G., Sacks S.* Scatter and bias in differential PKP travel times and implications for mantle and core phenomena // *Geophys. Res. Lett.* 1994. V. 21. № 19. P. 2167–2170.  
<https://doi.org/10.1029/94GL01876>
- Iritani R., Takeuchi N., Kawakatsu H.* Intricate heterogeneous structures of the top 300 km of the earth's inner core inferred from global array data: I. regional 1d attenuation and velocity profiles // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2014a. V. 230. P. 15–27.  
<https://doi.org/10.1016/j.pepi.2014.02.002>
- Iritani R., Takeuchi N., Kawakatsu H.* Intricate heterogeneous structures of the top 300 km of the earth's inner core inferred from global array data: II. frequency dependence of inner core attenuation and its implication // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2014. V. 405. P. 231–243.  
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.08.038>
- Iritani R., Kawakatsu H., Takeuchi N.* Sharpness of the hemispherical boundary in the inner core beneath the northern Pacific // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2019. V. 527.  
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.115796>
- Irving J., Deuss A.* Hemispherical structure in inner core velocity anisotropy // *J. Geophys. Res.* 2011. V. 116. № B4. B04307.  
<https://doi.org/10.1029/2010JB007942>
- Ishii M., Dziewonski A.M.* The innermost inner core of the earth: evidence for a change in anisotropic behavior at the radius of about 300 km // *Proc. Natl. Acad. Sci. USA.* 2002. V. 99. P. 14026–14030.
- Ishii M., Tromp J., Dziewonski A., Ekstrom G.* Joint inversion of normal mode and body wave data for inner core anisotropy: 1. Laterally homogeneous anisotropy // *J. Geophys. Res.* 2002. V. 107. № B12.  
<https://doi.org/10.1029/2001JB000712>
- Isse T., Nakanishi I.* Inner-core anisotropy beneath Australia and differential rotation // *Geophys. J. Int.* 2002. V. 151. P. 255–263.
- Jeanloz R., Wenk H.R.* Convection and anisotropy of the inner core // *Geophys. Res. Lett.* 1988. V. 15. P. 72–75.
- Julian B.R., Davies D., Sheppard R.M.* Observations of PKJKP waves // *Nature.* 1972. V. 235. P. 317–318.
- Karato S.-I.* Inner core anisotropy due to the magnetic field-induced preferred orientation of iron // *Science.* 1993. V. 262. P. 1708–1711.
- Karato S.-I.* Seismic anisotropy of the Earth's inner core resulting from flow induced by Maxwell stresses // *Nature.* 1999. V. 402. P. 871–873.

- Kennett B.L.N., Engdahl E.R., Buland R.* Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes // *Geophys. J. Int.* 1995. V. 122. P. 108–124.
- Koper K., Dombrovskaya M.* Seismic properties of the inner core boundary from PKiKP/P amplitude ratios // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2005. V. 237. P. 680–694.
- Koper K., Pyle M.* Observations of PKiKP/PcP amplitude ratios and implications for earth structure at the boundaries of the liquid core // *J. Geophys. Res.* 2004. V. 109. P. 03301.
- Koper K., Franks J., Dombrovskaya M.* Evidence for small-scale heterogeneities in the Earth's inner core from a global study of PKiKP coda waves // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2004. V. 228. P. 227–241.
- Krasnoshchekov D.N., Kaazik P.B., Ovtchinnikov V.M.* Seismological evidence for mosaic structure of the surface of the Earth's inner core // *Nature.* 2005. V. 435. P. 483–487.
- Krasnoshchekov D.N., Kaazik P.B., Ovtchinnikov V.M.* Heterogeneity of the inner core boundary questioned by PKiKP amplitude dataset // *Eos. Trans. AGU. Fall Meet. Suppl.* 2006. V. 87. № 52. U41D-07.
- Krasnoshchekov D.N., Kaazik P.B., Ovtchinnikov V.M.* On observation of local strong heterogeneity in the Earth's inner core below southeastern Asia // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2016a. V. 261. part B. P. 187–195.  
<https://doi.org/10.1016/j.pepi.2016.10.008>
- Krasnoshchekov D., Kaazik P., Kozlovskaya E., Ovtchinnikov V.* Seismic Structures in the Earth's Inner Core Below Southeastern Asia // *Pure Appl. Geophys.* 2016b. V. 173. № 5. P. 1575–1591.  
<https://doi.org/10.1007/s00024-015-1207-6>
- Krasnoshchekov D., Ovtchinnikov V., Polishchuk V.* Dissimilarity of the Earth's Inner Core Surface Under South America and Northeastern Asia Revealed by Core Reflected Phases // *J. Geophys. Res.: Solid Earth.* 2019. V. 124. № 5. P. 4862–4878.  
<https://doi.org/10.1029/2019JB017408>
- Laske G., Masters G.* Limits on differential rotation of the inner core from an analysis of the Earth's free oscillations // *Nature.* 1999. V. 402. № 6757. P. 66–69.  
<https://doi.org/10.1038/47011>
- Laske G., Masters G.* The Earth's Free Oscillations and the Differential Rotation of the Inner Core. In: D. Véronique, C.C. Kenneth, K. Shun'ichiro, Z. Stephen (Eds.). *Earth's Core: Dynamics, Structure, Rotation.* American Geophysical Union. 2003. P. 5–21.  
<https://doi.org/10.1029/GD031p0005>
- Lehmann I.P.* *Publ. Bur. Cent. Seism. Intern. Travaux Sci. Ser. A.* 1936. V. 14. P. 87–115.
- Leykam D., Tkalčić H., Reading A.M.* Core structure re-examined using new teleseismic data recorded in Antarctica: evidence for, at most, weak cylindrical seismic anisotropy in the inner core // *Geophys. J. Int.* 2010. V. 180. № 3. P. 1329–1343.  
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04488.x>
- Leyton F., Koper K.* Using PKiKP coda to determine inner core structure: 1. Synthesis of coda envelopes using single-scattering theories // *J. Geophys. Res.* 2007a. V. 112. B05316.  
<https://doi.org/10.1029/2006JB004369>
- Leyton F., Koper K.* Using PKiKP coda to determine inner core structure: 2. Determination of Qc // *J. Geophys. Res.* 2007b. V. 112. P. B05317.  
<https://doi.org/10.1029/2006JB004370>
- Li X., Cormier V.* Frequency-dependent seismic attenuation in the inner core, 1. a viscoelastic interpretation // *J. Geophys. Res.: Solid Earth.* 2002. № 107(B12). P. 2361.  
<https://doi.org/10.1029/2002JB001795>
- Li A., Richards P.G.* Using earthquake doublets to study inner core rotation and seismicity catalog precision // *Geochem., Geophys., Geosyst.* 2003. V. 4. № 9. P. 1072.  
<https://doi.org/10.1029/2002GC000379>
- Lindner D., Song X., Ma P., Christensen D. H.* Inner core rotation and its variability from nonparametric modeling // *J. Geophys. Res.* 2010. V. 115. P. B04307.
- Loper D., Fearn D.* A seismic model of partially molten inner core // *J. Geophys. Res.* 1983. V. 88. P. 1235–1242.
- Lythgoe K., Deuss A., Rudge J., Neufeld J.* Earth's inner core: innermost inner core or hemispherical variations? // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2013. V. 385. P. 181–189.
- Mao H.K., Shu J., Shen G., Hemley R.J., Li B., Singh A.K.* Elasticity and rheology of iron above 220 GPa and the nature of the Earth's inner core // *Nature.* 1998. V. 396. P. 741–743.
- Mäkinen A.M., Deuss A.* Global seismic body-wave observations of temporal variations in the Earth's inner core, and implications for its differential rotation // *Geophys. J. Int.* 2011. V. 187. № 1. P. 355–370.  
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05146.x>
- Martorell B., Vočadlo L., Brodholt J., Wood I.G.* Strong pre-melting effect in the elastic properties of hcp-Fe under inner-core conditions // *Science.* 2013. V. 342. P. 466–468.
- Martorell B., Vočadlo L., Brodholt J., Wood I.G.* The elastic properties of fcc-Fe and fcc-FeNi alloys at inner-core conditions up to the fcc–hcp phase transition // *Geophys. J. Int.* 2015. V. 202. P. 94–101.
- Masters G., Gilbert F.* Structure of the inner core inferred from observations of its spheroidal shear modes // *Geophys. Res. Lett.* 1981. V. 8. P. 569–571.
- Matessini M., Belonoshko A.B., Tkalčić H., Buforn E., Udias A., Ahuja R.* Candy Wrapper for the Earth's inner core // *Sci. Rep.* 2013. V. 3. P. 2096.  
<https://doi.org/10.1038/srep02096>
- Monnereau M., Calver M., Margerin L., Souriau A.* Lopsided growth of Earth's inner core // *Science.* 2010. V. 328. № 5981. P. 1014–1017.
- Morelli A., Dziewonski A., Woodhouse J.* Anisotropy of the inner core inferred from PKiKP travel times // *Geophys. Res. Lett.* 1986. V. 13. P. 1545–1548.
- Niazi M., Johnson L.Q.* in the inner core // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1992. V. 74. P. 55–62.
- Oreshin S., Vinnik L.* Heterogeneity and anisotropy of seismic attenuation in the inner core // *Geophys. Res. Lett.* 2004. V. 31. L02613.
- Niu F., Chen Q.-F.* Seismic evidence for distinct anisotropy in the innermost inner core // *Nat. Geosci.* 2008. V. 314. P. 692–696.  
<https://doi.org/10.1038/ngeo314>
- Niu F., Wen L.* Hemispherical variations in seismic velocity at the top of the Earth's inner core // *Nature.* 2001. V. 410. № 6832. P. 1081–1084.  
<https://doi.org/10.1038/35074073>

- Okal E.A., Cansi Y.* Detection of PKJKP at intermediate periods by progressive multichannel correlation // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. V. 164. P. 23–30.
- Ouzounis A., Creager K.* Isotropy overlying anisotropy at the top of the inner core // *Geophys. Res. Lett.* 2001. V. 28. № 22. P. 4331–4334.
- Pejić T., Tkalčić H., Cormier V., Sambridge M., Benavente R.* Attenuation tomography of the upper inner core // *J. Geophys. Res. Solid Earth.* 2017. V. 122. № 4. P. 3008–3032. <https://doi.org/10.1002/2016JB013692>
- Poupinet G., Kennett B.* On the observation of high-frequency PKiKP and its coda in Australia // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2004. V. 146. P. 497–511.
- Poupinet G., Pillet R., Souriau A.* Possible heterogeneity in the Earth's core deduced from PKiKP travel times // *Nature.* 1983. V. 305. P. 204–206.
- Poupinet G., Souriau A., Coutant O.* The existence of an inner core super-rotation questioned by teleseismic doublets // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2000. V. 118. № 1–2. P. 77–88. [https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(99\)00129-6](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(99)00129-6)
- Romanowicz B., Breger L.* Anomalous splitting of free oscillations: a reevaluation of possible interpretations // *J. Geophys. Res.* 2000. V. 105. P. 21559–21578.
- Romanowicz B., Tkalčić H., Bréger L.* On the origin of complexity in PKP travel time data, in *Earth's Core: Dynamics, Structure, Rotation, Geodyn. Ser. V. 31* / Ed. by V. Dehant. Washington D.C.: AGU. 2003. P. 31–44.
- Sharrock D., Woodhouse J.* Investigation of time dependent inner core structure by the analysis of free oscillation spectra // *Earth, Planets Space.* 1998. V. 50. P. 1013–1018. <https://doi.org/10.1186/bf03352195>
- Shearer P.M.* Constraints on inner-core anisotropy from PKP(DF) travel-times // *J. Geophys. Res.* 1994. V. 99. № B10. P. 19647–19659.
- Shearer P., Masters G.* The density and shear velocity contrast at the inner core boundary // *Geophys. J. Int.* 1990. V. 102. P. 491–498.
- Shearer P.M., Toy K.M.* PKP(BC) versus PKP(DF) differential travel-times and aspherical structure in the Earth's inner core // *J. Geophys. Res.* 1991. V. 96. № B2. P. 2233–2247.
- de Silva S., Cormier V., Zheng Y.* Inner Core Boundary Topography Explored with Reflected and Diffracted P waves // *Phys. Earth planet. Inter.* 2017. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2017.04.008>
- Singh S.C., Taylor M., Montagner J.* On the presence of liquid in the Earth's inner core // *Science.* 2000. V. 287. P. 2471–2472.
- Song X.* Joint inversion for inner core rotation, inner core anisotropy, and mantle heterogeneity // *J. Geoph. Res.* 2000. V. 105. P. 7931–7944.
- Song X., Helmberger D.V.* Anisotropy of Earth's inner core // *Geophys. Res. Lett.* 1993. V. 20. P. 2591–2594.
- Song X., Helmberger D.V.* Depth dependence of anisotropy of Earth's inner core // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100. № B7. P. 9805–9816.
- Song X., Helmberger D.V.* Seismic evidence for an inner core transition zone // *Science.* 1998. V. 282. P. 924–927.
- Song X., Li A.* Support for differential inner core superrotation from earth- quakes in Alaska recorded at South Pole station // *J. Geophys. Res.: Solid Earth.* 2000. V. 105. № B1. P. 623–630.
- Song X., Poupinet G.* Inner core rotation from event-pair analysis // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2007. V. 261. P. 259–266.
- Song X., Richards P.G.* Seismological evidence for differential rotation of the Earth's inner core // *Nature.* 1996. V. 382. № 6588. P. 221–224.
- Song X., Xu X.* Inner core transition zone and anomalous PKP(DF) waveforms from polar paths // *Geophys. Res. Lett.* 2002. V. 29. № 4. P. 1–4. <https://doi.org/10.1029/2001GL013822>
- Souriau A.* Is the Rotation Real? // *Science.* 1998a. V. 281. № 5373. P. 55–56.
- Souriau A.* Detecting possible rotation of Earth's inner core, response to comments by P.G. Richards, X.D. Song, and A. Li // *Science.* 1998b. V. 281. № 5373. P. 55–56. <https://doi.org/10.1126/science.281.5373.55>
- Souriau A.* New seismological constraints on differential rotation of the inner core from Novaya Zemlya events recorded at DRV, Antarctica // *Geoph. J. Int.* 1998c. V. 134. № 2. F1–F5. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.1998.00637.x>
- Souriau A., Calvet M.* Deep earth structure: The Earth's cores. *Treatise on geophysics (second edition)* / Ed. G. Schubert. Oxford: Elsevier. 2015. V. 1. P. 725–757.
- Souriau A., Poupinet G.* Inner core rotation: a test at the worldwide scale // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2000. V. 118. № 1–2. P. 13–27. [https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(99\)00131-4](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(99)00131-4)
- Souriau A., Poupinet G.* Inner core rotation: A critical appraisal. In *Earth's Core: Geodynamics, Structure, Rotation, Geodyn. Ser. V. 31* / Ed. by V.M. Dehant. Washington, D.C.: AGU. 2003. P. 65–82.
- Souriau A., Romanowicz B.* Anisotropy in the inner core: relation between P-velocity and attenuation // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1997. V. 101. P. 33–47.
- Souriau A., Roudil P.* Attenuation in the uppermost inner core from broad-band GEOSCOPE PKP data // *Geophys. J. Int.* 1995. V. 123. P. 527–587.
- Souriau A., Souriau M.* Ellipticity and density at the inner core boundary from subcritical PKiKP and PcP data // *Geophys. J. Int.* 1989. V. 98. P. 39–54.
- Souriau A., Roudil P., Moynot B.* Inner core differential rotation: Facts and artefacts // *Geophys. Res. Lett.* 1997. V. 24. № 16. P. 2103–2106.
- Steinle-Neumann G., Stixrude L., Cohen R., Gulseren O.* Elasticity of iron at the temperature of the Earth's inner core // *Nature.* 2001. V. 413. P. 57–60.
- Stixrude L., Cohen R. E.* High-pressure elasticity of iron and anisotropy in the Earth's core // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1995. V. 22. P. 221–225.
- Su W., Dziewonski A.* Inner core anisotropy in 3 dimensions // *J. Geophysical Research. Solid Earth.* 1995. V. 100. № B6. P. 9831–9852.
- Su W., Dziewonski A.M., Jeanloz R.* Planet Within a Planet: Rotation of the Inner Core of Earth // *Science.* 1996. V. 274. № 5294. P. 1883–1887. <https://doi.org/10.1126/science.274.5294.1883>

- Sumita I., Olson P.* A laboratory model for convection in Earth's core driven by a thermally heterogeneous mantle // *Science*. 1999. V. 286. P. 1547–1549.
- Sumita I., Yoshida S., Kumazawa M., Hamano Y.* A model for sedimentary compaction of a viscous medium and its application to the inner-core growth // *Geophys. J. Int.* 1996. V. 124. P. 502–524.
- Sun X., Song X.* Tomographic inversion for three-dimensional anisotropy of Earth's inner core // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2008. V. 167. P. 53–70.
- Tanaka S.* Depth extent of hemispherical inner core from PKP(DF) and PKP(Cdiff) for equatorial paths // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2012. V. 210–211. P. 50–62. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2012.08.001>
- Tanaka S., Hamaguchi H.* Degree one heterogeneity and hemispherical variation in anisotropy in the inner core from PKP(BC)–PKP(DF) times // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102. P. 2925–2938.
- Tian D., Wen L.* Seismological evidence for a localized mushy zone at the Earth inner core boundary // *Nat. Commun.* 2017. V. 8. № 1. 165. <https://doi.org/10.1038/s41467-017-00229-9>
- Tkalčić H.* Complex inner core of the Earth: the last frontier of global seismology // *Rev. Geophys.* 2015. V. 53. № 1. P. 59–94. <https://doi.org/10.1002/2014RG000469>
- Tkalčić H.* The Earth's Inner Core Revealed by Observational Seismology. Cambridge, UK: Cambridge University Press. 2017. <https://doi.org/10.1017/9781139583954>
- Tkalčić H., Pham T.-S.*, Shear properties of Earth's inner core constrained by a detection of *J* waves in global correlation wavefield // *Science*. 2018. V. 362. № 6412. P. 329–332. <https://doi.org/10.1126/science.aau7649>
- Tkalčić H., Kennett B., Cormier V.* On the inner-outer core density contrast from PKiKP/PcP amplitude ratios and uncertainties caused by seismic noise // *Geophys. J. Int.* 2009. V. 179. P. 425–443.
- Tkalčić H., Young M., Bodin T., Ngo S., Sambridge, M.* The shuffling rotation of the Earth's inner core revealed by earthquake doublets // *Nat. Geosci.* 2013. V. 6. № 6. P. 497–502. <https://doi.org/10.1038/ngeo1813>
- Tromp J.* Support for anisotropy of the Earth's inner core from free oscillations // *Nature*. 1993. V. 366. P. 678–681.
- Tromp J.* Normal-mode splitting due to inner-core anisotropy // *Geophys. J. Int.* 1995. V. 121. № 3. P. 963–968. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1995.tb06451.x>
- Tsuboi S., Butler R.* Inner core differential rotation inferred from antipodal seismic observations // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2020. V.301. 106451. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2020.106451>
- Tsuboi S., Saito M.* Existence of finite rigidity layer at the Earth's liquid outer core inferred from anomalous splitting of normal modes // *Earth, Planets Space*. 2002. V. 54. P. 167–171.
- Vidale J.*, Very slow rotation of Earth's inner core from 1971 to 1974 // *Geophys. Res. Lett.* 2019. V. 46. № 16. P. 9483–9488. <https://doi.org/10.1029/2019GL083774>
- Vidale J., Earle P.* Fine-scale heterogeneity in the Earth's inner core // *Nature*. 2000. V. 404. P. 273–275.
- Vidale J., Earle P.* Evidence for inner-core rotation from possible changes with time in PKP coda // *Geophys. Res. Lett.* 2005. V. 32. L01309. <https://doi.org/10.1029/2004GL021240>
- Vidale J., Dodge D., Earle P.* Slow differential rotation of the Earth's inner core indicated by temporal changes in scattering // *Nature*. 2000. V. 405. № 6785. P. 445–448. <https://doi.org/10.1038/35013039>
- Vinnik L., Romanowicz B., Breger L.* Anisotropy in the center of the inner-core // *Geophys. Res. Lett.* 1994. V. 21. P. 1671–1674. <https://doi.org/10.1029/94GL01600>
- Wang W., Song X.* Analyses of anomalous amplitudes of antipodal PKiKP waves // *Earth and Planetary Physics*. 2019. V. 3. P. 212–217. <https://doi.org/10.26464/epp2019023>
- Wang T., Song X., Xia H.H.* Equatorial anisotropy in the inner part of the Earth's inner core from autocorrelation of earthquake coda // *Nat. Geosci.* 2015. V. 8. P. 224–227. <https://doi.org/10.1038/ngeo2354>
- Waszek L., Deuss A.* Distinct layering in the hemispherical seismic velocity structure of Earth's upper inner core // *Journal Geophys. Res.* 2011. V. 116. P. B12313. <https://doi.org/10.1029/2011JB008650>
- Waszek L., Deuss A.* Observations of exotic inner core waves // *Geophys. J. Int.* 2015. V. 200. P. 1636–1650. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu497>
- Waszek L., Irving J., Deuss A.* Reconciling the hemispherical structure of Earth's inner core with its super-rotation // *Nat. Geosci.* 2011. V. 4. P. 264–267. <https://doi.org/10.1038/ngeo1083>
- Wen L.* Localized temporal change of the Earth's inner core boundary // *Science*. 2006. V. 314. № 5801. P. 967–970. <https://doi.org/10.1126/science.1131692>
- Wen L., Niu F.* Seismic velocity and attenuation structures in the top of the Earth's inner core // *J. Geophys. Res.* 2002. V. 107. № B11. P. 2273. <https://doi.org/10.1029/2001JB000170>
- Woodhouse J.H., Giardini D., Li X.* Evidence for inner core anisotropy from free oscillations // *Geophys. Res. Lett.* 1986. V. 13. P. 1549–1552.
- Wookey J., Helffrich G.* Inner-core shear-wave anisotropy and texture from an observation of PKJKP waves // *Nature*. 2008. V. 454. P. 873–876.
- Yao J., Sun L., Wen L.* Two decades of temporal change of Earth's inner core boundary // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 2015. V. 120. P. 6263–6283. <https://doi.org/10.1002/2015JB012339>
- Yao J., Tian D., Sun L., Wen L.* Temporal Change of Seismic Earth's Inner Core Phases: Inner Core Differential Rotation or Temporal Change of Inner Core Surface? // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 2019. V. 124. № 7. P. 6720–6736. <https://doi.org/10.1029/2019JB017532>
- Yoshida S., Sumita I., Kumazawa M.* Growth model of the inner core coupled with the outer core dynamics and the resulting elastic anisotropy // *J. Geophys. Res.* 1996. V. 101. P. 28085–28103.
- Yu W., Wen L.* Inner core attenuation anisotropy // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2006a. V. 245. P. 581–594.

*Yu W., Wen L.* Seismic velocity and attenuation structures in the top 400 km of the Earth's inner core along equatorial paths // *J. Geophys. Res.* 2006b. V. 111. P. B07308.

*Yu W., Wen L.* Complex seismic anisotropy in the top of the Earth's inner core beneath Africa // *J. Geophys. Res.* 2007. V. 112. P. B08304.

*Yu W.* Detectability of temporal changes in fine structures near the inner core boundary beneath the eastern hemisphere // *Geoph. Res. Lett.* 2016. V. 43. P. 6924–6931.  
<https://doi.org/10.1002/2016GL069664>

*Zhang J., Song X., Li, Y., Richards P.G., Sun X., Waldhauser F.* Inner core differential motion confirmed by earthquake waveform doublets // *Science*. 2005. V. 309. № 5739. P. 1357–1360.

*Zhang J., Richards P.G., Schaff D.P.* Wide-scale detection of earthquake waveform doublets and further evidence for inner core super-rotation // *Geophys. J. Int.* 2008. V. 174. № 3. P. 993–1006.  
<https://doi.org/10.1111/j.1365246X.2008.03856.x>

## Seismic Studies of the Earth's Core

**V. M. Ovtchinnikov<sup>a, \*, \*\*</sup>, D. N. Krasnoshchekov<sup>a</sup>**

<sup>a</sup>*Sadovsky Institute of Geosphere Dynamics, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119334 Russia*

*\*e-mail: ovtch@idg.chph.ras.ru*

*\*\*e-mail: ovtch1@yandex.ru*

The paper presents a review of the conceptually most important results of seismological studies of the Earth's core and their interpretation from the perspective of geodynamics in three directions: anisotropy of seismic velocities and seismic attenuation, structural features of the transition zone between the outer and inner core, and differential rotation of the inner core.

*Keywords:* velocity anisotropy, seismic attenuation, inner core, outer core

## МАКСИМАЛЬНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В БУДУЩИХ ИНТЕРВАЛАХ ВРЕМЕНИ

© 2021 г. В. Ф. Писаренко<sup>1</sup>, А. А. Любушин<sup>2</sup>, М. В. Родкин<sup>1,3,\*</sup>

<sup>1</sup>Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, г. Москва, Россия

<sup>2</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

<sup>3</sup>Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия

\*E-mail: rodkin@mitp.ru

Поступила в редакцию 11.07.2020 г.

После доработки 03.10.2020 г.

Принята к публикации 09.10.2020 г.

В работе исследуются проблемы, связанные с максимальными землетрясениями в сейсмоактивном регионе. В работах авторов [Писаренко, Родкин, 2009; Pisarenko, Rodkin, 2010; 2015] была предложена альтернатива неоднозначно определяемому параметру  $M_{\max}$  (максимальной региональной магнитуде) в виде четко определенного, статистически обоснованного параметра — максимальной магнитуды землетрясения в данном регионе в заданный, будущий интервал времени  $T$ . Изучаются статистические характеристики этого параметра — квантили с заданным уровнем доверия  $q$ . Впервые оценка смещения, стандартного отклонения и среднеквадратичного отклонения таких квантилей проведена на большом количестве (1000 штук) независимых выборок (искусственных каталогов) с известным законом распределения. Это дало возможность сравнить получаемую при этом “истинную” точность оценок с той, которая получается по одному каталогу с неизвестным законом распределения. Оценена реальная эффективность оценок квантилей на примерах с точно известным ответом, а также продемонстрирована устойчивость и робастность этих квантилей как информативной и важной характеристики сейсмического риска. Проведенные сравнения позволяют получить оценки разброса квантилей в области больших времен  $T$  и при весьма строгих границах доверительного уровня  $q$ . Оценки квантилей максимальных событий в будущем интервале времени получаются существенно более робастными при более сильном загибе вниз графика повторяемости. Выведено соотношение между квантилями одиночного землетрясения и квантилями максимального землетрясения в будущем интервале времени  $T$ , которое позволяет устанавливать эквивалентность между длительностью интервала  $T$  и уровнем значимости (надежностью)  $q$ , что для распределений с тяжелыми хвостами необходимо учитывать при оценивании сейсмического риска. При статистическом анализе использованы два различных метода оценки параметров: метод максимального правдоподобия и Байесовский метод. Они показали примерно равную эффективность. С помощью этих методов получен вывод о том, что оценка долгосрочной сейсмической опасности для регионов с явно выраженным загибом вниз графика повторяемости является весьма устойчивой и робастной.

*Ключевые слова:* сейсмическая опасность, максимальное землетрясение, квантили максимального землетрясения, статистические характеристики максимальных землетрясений.

DOI: 10.31857/S000233721020095

### ВВЕДЕНИЕ

Параметр  $M_{\max}$  — максимальная региональная магнитуда — очень часто используется в различных задачах, связанных с оценкой сейсмического риска (см., например, [Kijko, Sellevoll, 1989; 1992; Писаренко, 1991; Ward, 1997; Kijko, Graham, 1998; Kagan, Schoenberg, 2001; Kijko, 2004; 2012; Aban et al., 2006; Kijko, Singh, 2011; Lasocki, Urban, 2011; Holschneider et al., 2011; Zöller, Holschneider, 2016; Bommer, van Elk, 2017; Vermeulen, Kijko, 2017; Beirland et al., 2019] и цитированную там ли-

тературу). Однако несмотря на его широкое распространение, этот параметр не имеет общепринятого формального определения. Мы будем рассматривать стационарные сейсмические режимы, хотя в реальной обстановке та или иная нестационарность всегда присутствует и ее необходимо, по возможности, учитывать. Если считать, что  $M_{\max}$  — это верхняя грань тех значений магнитуд, которые могут произойти в данном регионе в будущем, то сразу возникает вопрос о продолжительности этого будущего интервала времени. Часто под этим понимают неограниченный интервал

времени, а величина  $M_{\max}$  иногда оценивается при этом, исходя также и из сейсмотектонических и геологических соображений, полагаемых постоянными на масштабе времени десятков тысяч лет и более. В большинстве случаев такая оценка практически непроверяема.

В данной статье проблема оценки  $M_{\max}$  трактуется как чисто статистическая; сейсмотектонические и физические факторы, определяющие величину  $M_{\max}$ , не рассматриваются. Мы будем трактовать  $M_{\max}$  как максимальную магнитуду события, которое произойдет в заданной области в будущий интервал времени  $T$ . При такой трактовке  $M_{\max}$  является случайной величиной, характеристики которой могут быть статистически оценены с определенной надежностью. В целях практической оценки сейсмического риска можно выделить три разных временных масштаба. Масштаб 1–10 лет представляет интерес для страхования, масштаб 10–50 лет – для строительства и эксплуатации обычных сооружений, масштаб 50–сотни лет – для сооружений особого назначения (АЭС, иные особо ответственные предприятия, хранилища радиоактивных отходов и т.п.). Еще большие интервалы времени могут представлять интерес в исследованиях по геологии и тектонике земной коры. Естественно, значения  $M_{\max}$  для разных масштабов времени для одного и того же региона могут сильно отличаться (на единицу магнитуды и более). Кроме того, они могут отличаться еще и тем, насколько часто они могут нарушаться в реальной обстановке; при этом абсолютная верхняя грань, возможно, достигается на столь больших интервалах времени, что такая оценка теряет практический смысл. Все эти соображения неизбежно приводят к тому, что  $M_{\max}$  целесообразно рассматривать не как региональный (неизвестный) параметр, а как случайную величину  $M_{\max}(T)$ , зависящую от длины будущего интервала времени  $T$ . Такой подход был предложен нами в работе [Pisarenko et al., 2010] и развит в ряде дальнейших публикаций [Pisarenko, Rodkin, 2010; 2013; 2015; Pisarenko et al., 2014]. Эта случайная величина имеет корректное вероятностное определение и функцию распределения, которую мы будем обозначать  $F_T(x)$ , где  $x$  – магнитуда землетрясения (индекс  $T$  мы часто будем опускать). Иногда удобнее пользоваться не самой  $F_T(x)$ , а обратной по отношению к ней функцией, которая определяется из соотношения:

$$F_T(x) = q, \quad 0 \leq q \leq 1. \quad (1)$$

Если  $F_T(x)$  непрерывна и монотонна (что мы будем предполагать), то обратная функция  $Q_T(q)$  определяется однозначно. Она представляет собой квантиль уровня  $q$  распределения  $F_T(x)$ . Квантиль уровня  $q = 0.5$  является медианой рас-

пределения. Для значений  $q$  близких к 1 квантилю  $Q_T(q)$  может служить верхней границей доверительного интервала для магнитуд с уровнем доверия  $q$ . Задавая несколько значений уровня доверия, скажем,  $q = 0.9; 0.95; 0.975; 0.99; 0.999$ , и вычисляя оценки соответствующих квантилей  $Q_T(q)$ , можно получить достаточно полную характеристику поведения максимальных за время  $T$  магнитуд. Прежде всего, укажем связь между квантилем максимальной за время  $T$  магнитуды  $Q_T(q)$  и квантилем одного случайного события  $K(q)$ . Обозначим функцию распределения одного события  $\Phi(x)$ :

$$\Phi(x) = \text{Pr}\{m \leq x\}, \quad (2)$$

где  $m$  – магнитуда случайного события. Будем предполагать, что поток землетрясений является стационарным Пуассоновским потоком с интенсивностью  $\lambda$ . Тогда, как известно (см., например, [Писаренко, Родкин, 2007; Pisarenko et al., 2008; Pisarenko, Rodkin, 2010; 2014]):

$$F_T(x) = \frac{\exp[-\lambda T(1 - \Phi(x))] - \exp[-\lambda T]}{1 - \exp[-\lambda T]}. \quad (3)$$

Мы будем рассматривать ситуации, когда  $\lambda T \gg 1$  (это условие почти всегда выполняется в практических задачах). В этом случае можно с большой точностью считать, что:

$$F_T(x) = \exp[-\lambda T(1 - \Phi(x))]. \quad (4)$$

Обозначим квантиль уровня  $q_0$  распределения  $\Phi(x)$  через  $K(q_0)$ :

$$\Phi(K(q_0)) = q_0. \quad (5)$$

Квантиль  $Q_T(q)$  определяется из уравнения

$$F_T(x) = \exp[-\lambda T(1 - \Phi(x))] = q. \quad (6)$$

Перепишем (6) в виде

$$\Phi(x) = 1 - \frac{\lg\left(\frac{1}{q}\right)}{\lambda T}. \quad (7)$$

Из уравнения (7) видно, что уровень значимости  $q$  и среднее число событий на интервале  $T$ , равное  $\lambda T$ , могут компенсировать друг друга. Увеличение  $\lambda T$  в  $w$  раз ( $w > 0$ ) можно в точности компенсировать, взяв уровень значимости  $q^w$  (при этом надо следить за тем, чтобы правая часть (7) оставалась положительной, что может нарушаться из-за сделанного выше приближения (4)).

Согласно определению решение уравнения (7) яв-

ляется квантилем  $K\left(1 - \frac{\lg\left(\frac{1}{q}\right)}{\lambda T}\right)$  уровня  $1 - \frac{\lg\left(\frac{1}{q}\right)}{\lambda T}$ , т.е.

$$Q_T(q) = K\left(1 - \frac{\lg\left(\frac{1}{q}\right)}{\lambda T}\right). \quad (8)$$

Равенство (8) устанавливает соотношение между квантилями распределения одиночной магнитуды и квантилями максимальной магнитуды за время  $T$  для Пуассоновского потока событий. Для закона Гутенберга–Рихтера равенство (8) дает:

$$Q_T(q) = m_0 - \frac{1}{b} \lg\left(\frac{\lg(1/q)}{\lambda T}\right). \quad (8a)$$

Для высоких уровней доверия ( $q$  близко к единице) можно приближенно считать, что  $\lg(1/q) \approx 1 - q$ , и мы получаем вместо (8a) приближение:

$$Q_T(q) \approx h + (1/b) \lg(\lambda T) + (1/b) \log\left(\frac{1}{1-q}\right). \quad (8b)$$

Мы видим, что квантиль максимального события растет логарифмически с ростом  $T$  и с ростом показателя  $1/(1 - q)$ . Если одиночная магнитуда имеет обобщенное распределение Парето (ОРП)

$$\Phi(x) = 1 - [1 + b\xi(x - h)]^{-1/\xi},$$

то из (8) получаем:

$$Q_T(q) = h + (1/b\xi) \left[ \left( \frac{\lg\left(\frac{1}{q}\right)}{\lambda T} \right)^{-\xi} - 1 \right]. \quad (8c)$$

При малых по модулю отрицательных  $\xi$  получаем приближение, совпадающее с (8b):

$$Q_T(q) \approx h + (1/b) \lg(\lambda T) + (1/b) \lg\left(\frac{1}{1-q}\right). \quad (8d)$$

Это приближение справедливо при следующем ограничении на значения  $\lambda T$ :

$$|\lg(\lambda T) - \lg(\lg(1/q))| < 0.1/|\xi|.$$

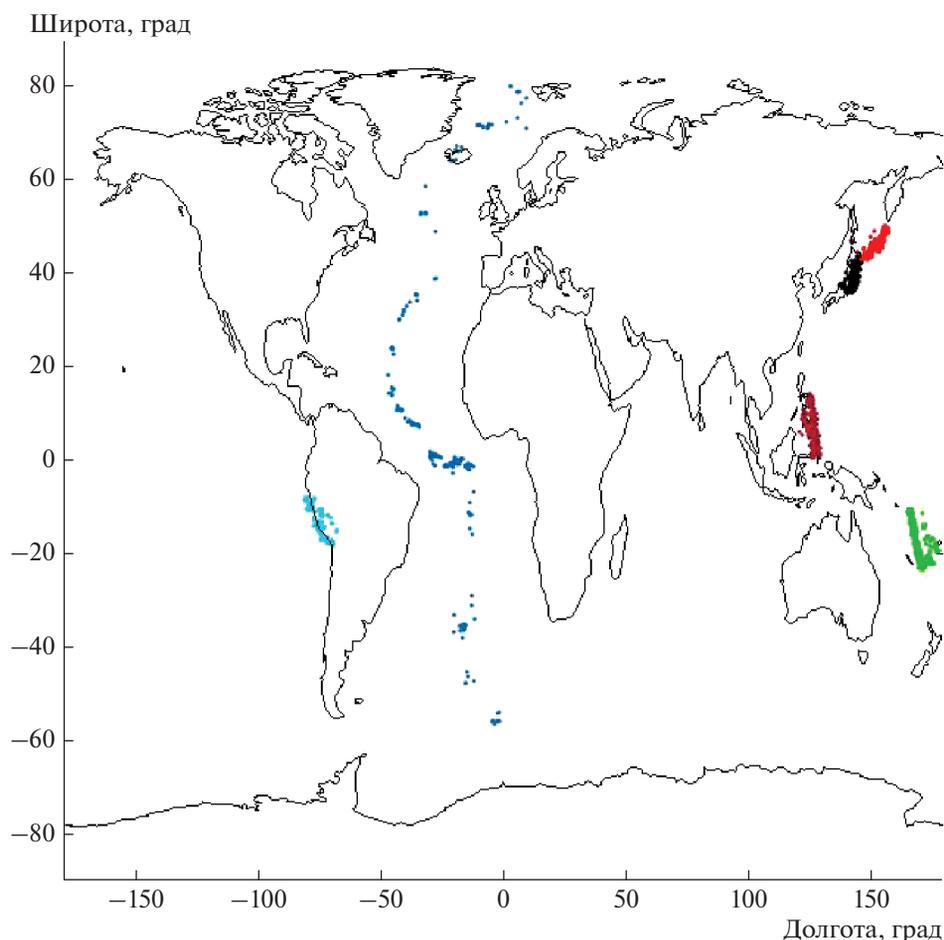
Для больших значений  $\lambda T$  нужно пользоваться точной формулой (8c).

Соотношения (8)–(8d) полезно иметь в виду при оценках сейсмического риска. Соотношение (8) представляет и самостоятельный интерес. Оно позволяет устанавливать своего рода эквивалентность между длительностью наблюдений произвольного Пуассоновского потока с заданной интенсивностью и уровнем значимости (надежностью) оцениваемой величины при анализе максимальных событий на будущем интервале времени.

Мы будем исследовать статистические оценки квантилей, их смещение, стандартное отклонение и среднеквадратичное отклонение. Обычно эти характеристики оцениваются по реальной выборке (каталогу землетрясений) тем или иным способом. Такой расчет обычно основан на некотором распределении, которое лишь приблизительно соответствует реальной выборке. В нашем подходе, по-видимому, впервые оценка смещения, стандартного отклонения и среднеквадратичного отклонения проводится на большом количестве (1000 штук) независимых выборок (искусственных каталогов) с известным законом распределения. Это дало возможность сравнить такую “истинную” точность оценок с той, которая получается по одному каталогу с неизвестным законом распределения. Сразу отметим, что полученные модельные характеристики разброса относительно известного ответа оказались несколько больше величин разброса, оцениваемых по одному (реальному) каталогу.

В качестве точного закона распределения (для генерирования на его основе 1000 искусственных каталогов) было использовано составное распределение, обозначаемое далее  $M_2$ , состоящее из двух ветвей: распределение Гутенберга–Рихтера (ГР) (диапазон малых и средних магнитуд) и обобщенное распределение Парето (ОРП) (диапазон больших магнитуд), см. [Писаренко и др., 2020]. Обоснование такого выбора модели закона распределения дано ниже. В качестве прообразов для точных законов распределения использовались каталоги 6 разных регионов, выбранных из мирового каталога ISM-GEM (1904–2014 гг.). Как известно, этот каталог обеспечивает наиболее длинный числовой ряд в единых магнитудах  $M_w$  [Di Giacomo et al., 2018]. Были выбраны 6 регионов: Атлантика, Япония, Курильские острова, Новые Гебриды, Перу, Филиппины (см. рис. 1). Обоснование выбора этих регионов дано ниже. Для каждого из региональных каталогов подбирался теоретический закон распределения  $M_2$  (см. ниже), по которому генерировалась 1000 каталогов, что позволяло затем надежно оценить систематическое смещение и случайный разброс для каждого из регионов. При подборе закона учитывалось расстояние Колмогорова между функциями распределения и общие тектонофизические соображения, приводимые ниже.

Для оценки квантилей применялись 2 различных способа: метод максимального правдоподобия (ММП) и метод Байеса (МБ), введенный авторами в работах [Pisarenko et al., 1996; Pisarenko, Lyubushin, 1997; 1999] и модернизированный одним из авторов в последующих работах [Lyubushin et al., 2002; Lyubushin, Parvez, 2010]. В методе ММП в качестве параметрической модели использовалась модель  $M_2$ , в Байесовском методе – усеченное распределение Гутенберга–Рихтера (УГР).



**Рис. 1.** Сейсмические регионы: Атлантика (синий), Япония (черный), Курильские острова (красный), Новые Гебриды (зеленый), Перу (голубой), Филиппины (коричневый).

Помимо тестирования оценок квантилей на искусственных каталогах с известным ответом, мы провели также оценивание квантилей на их реальных “прототипах”.

### ОЦЕНКА КВАНТИЛЕЙ НА ИСКУССТВЕННЫХ КАТАЛОГАХ

Искусственные каталоги генерировались следующим способом. Известно, что если любую случайную величину  $\eta$  с непрерывной функцией распределения  $F(x) = \text{Pr}\{\eta \leq x\}$  подставить в эту функцию в качестве аргумента, то полученная случайная величина

$$\zeta = F(\eta) \quad (9)$$

будет иметь равномерное распределение на отрезке  $[0; 1]$ . Уравнение (9) можно разрешить относительно  $\eta$ , применив к обеим частям (9) функцию  $V$ , обратную по отношению к функции  $F$ :

$$V(\zeta) = \eta. \quad (10)$$

Равенство (10) утверждает, что если в функцию  $V$  подставить в качестве аргумента случайную величину  $\zeta$  с равномерным на  $[0; 1]$  распределением, то получится случайная величина с распределением  $F$ . Таким способом можно генерировать случайные величины с любым заданным законом, используя компьютерные псевдослучайные числа с равномерным на отрезке  $[0; 1]$  распределением.

В качестве модели теоретического (истинного) закона распределения нами использовалось составное распределение M2, которое задается следующим образом (см. подробнее [Писаренко и др., 2020]). Функция распределения магнитуд  $F(x)$  состоит из двух частей:

$$F(x) = \begin{cases} C_1 \{1 - \exp[-b(x - m_0)]\}; & m_0 \leq x \leq h; \\ C_3 + C_2 \{1 - [1 + (\xi/s)(x - h)]^{-1/\xi}\}; & \\ h \leq x \leq M_{\max} = h - s/\xi, \xi < 0. & \end{cases} \quad (11)$$

Модель (11) содержит следующие параметры. Порог  $h$  разделяет 2 ветви модели, ГР и ОРП.

**Таблица 1.** Параметры распределения M2

Регион, название, номер	$n$ , число основных событий	$h$	$b$	$\xi$
Атлантика, 1	257	6.60	0.95	-0.34
Япония, 2	245	6.72	0.82	-0.012
Курилы, 3	236	6.70	0.79	-0.14
Новые Гебриды, 4	413	6.62	0.88	-0.13
Перу, 5	89	6.90	0.57	-0.20
Филиппины, 6	377	6.73	0.76	-0.16

Нижняя граница распределения  $m_0$  зависит от системы регистрации землетрясений и обычно определяется границей соблюдения прямолинейности закона ГР на левом хвосте распределения. Мы полагаем  $m_0$  известным. Параметр  $b$  – это наклон прямолинейной ветви ГР в логарифмическом масштабе;  $\xi$  – параметр формы ОРП, характеризующий остроту “клюва” на конце распределения;  $C_1, C_2, C_3$  – константы (они зависят от указанных параметров), которые должны обеспечить нормировку функции распределения  $F(x)$  и ее непрерывность:

$$C_1 = 1 / \{1 + (1 + \xi) \exp[-b(h - m_0)] - \exp[-b(h - m_0)]\},$$

$$C_2 = 1 - C_1 \{1 - \exp[-b(h - m_0)]\},$$

$$C_3 = C_1 [1 - \exp[-b(h - m_0)]].$$

Выбор модели M2 обусловлен следующими соображениями. Общеизвестно, что в диапазоне малых и средних магнитуд распределение хорошо описывается законом Гутенберга–Рихтера. Относительно диапазона больших магнитуд (хвоста распределения) у сейсмологов нет единого мнения. Ясно только одно: из физических соображений распределение магнитуд должно быть конечным, так что неограниченный закон Гутенберга–Рихтера не удовлетворяет этому требованию. Усеченное распределение Гутенберга–Рихтера является наиболее простой моделью, удовлетворяющей этому требованию; именно эта модель чаще всего и используется в приложениях. Имеются и другие модели, мы не будем останавливаться на их анализе. Модель (11) основана на том, что в пределе, при большом числе наблюдений, хвост распределения должен подчиняться закономерностям теории экстремальных значений. В соответствии с этой теорией распределение хвоста должно сходиться к обобщенному распределению Парето (см. [Gumbel, 1956; Embrechts et al., 1997; Pisarenko, Rodkin, 2010]). Это и реализовано в модели (11). Модель (11) задается тремя параметрами:  $h, b, \xi$ . Заметим, что в общем случае на значение параметра  $\xi$  в ОРП законе распределения ограничений не накладывается. Но при  $\xi \geq 0$  распределение ОРП,

как и неограниченный закон Гутенберга–Рихтера, не отвечает физическому требованию конечности распределения. Поэтому в модель M2 в (11) введено дополнительное условие  $\xi < 0$ .

Мы выбрали 6 различных прообразов для реализации модели (11). Соответствующие им значения параметров  $h, b, \xi$  даны в табл. 1. Прообразами для этих вариантов послужили региональные каталоги 6 различных сейсмоактивных регионов – района Срединно-Атлантического хребта, Японии, Курильских островов, Новых Гебрид, Перу и Филиппин, далее эти регионы отмечены номерами с 1-го по 6-й. Данные по этим регионам (см. рис. 1) были выбраны из каталога ISC-GEM. Величина  $m_0$  для всех регионов принята единообразно  $m_0 = 6.0$ . Критерии выбора этого набора регионов были следующие: сеймотектоническая однородность региона, статистическая представительность, разнообразие в поведении графика повторяемости и, в особенности, хвоста распределения. Желательным дополнительным условием было возможное разнообразие сеймотектонического характера регионов.

Из общих теоретических соображений наиболее ожидаемым поведением хвоста интегрального графика повторяемости можно полагать его более или менее систематический загиб вниз. Такие графики действительно наиболее типичны. В нашей выборке им отвечают область Срединно-Атлантического хребта, Новых Гебрид и Филиппин, соответствующие номера графиков 1, 4, 6. Однако эмпирические графики повторяемости таким типом поведения хвоста распределения далеко не исчерпываются. Часто встречаются, по-видимому, случайные нерегулярные вариации поведения хвоста распределения. Так, например, даже и на кумулятивных графиках повторяемости достаточно часто встречаются горбы (см. рис. 2), которые, конечно, могут иметь случайный характер. Впрочем, они могут быть и не случайными, а соответствовать повышенной вероятности сильных землетрясений в некотором диапазоне магнитуд. В случае если такой диапазон достаточно узок и расположен близко к самому хвосту распределения, такие землетрясения называют *характеристическими* [Ellsworth, 1995]. Обсуждению про-

блемы существования и распространенности эффекта характеристических землетрясений посвящено большое количество работ [Stein et al., 2005; Jackson, Kagan, 2011; и др.]. В рамках модели нелинейного мультипликативного каскада [Родкин, 2011; Шерман и др., 2017] “горб” на графике повторяемости землетрясений возникает, если в некотором диапазоне размеров событий возникает нелинейная положительная связь. Аналогично, загиб вниз графика повторяемости на максимально возможном масштабе событий порождается возникающей здесь нелинейной отрицательной связью. Согласно анализу исторических данных по сейсмичности Азии [Шерман и др., 2017], ситуация с положительной обратной связью реализуется довольно часто.

Вышесказанное дает основание рассмотреть в качестве возможных графиков повторяемости также и случаи с систематическим завышением числа сильных землетрясений в некотором диапазоне сильных событий. Среди рассмотренных регионов таковы случаи Японии, Курил и Перу, номера регионов 2, 3, 5 (рис. 2). Напомним, что такие отклонения можно трактовать и как относительно маловероятные случайные флуктуации хвоста графика повторяемости; впрочем, со строго статистических позиций аналогично можно трактовать и загиб графика повторяемости вниз. Для нашей работы эти аспекты сейсмичности не являются центральными. Основная цель нашей работы заключается в том, чтобы оценить реальную эффективность оценки квантилей максимальных событий в будущем интервале времени  $T$  на примерах с точно известным ответом, а также продемонстрировать устойчивость и робастность этих квантилей как информативной и важной характеристики сейсмического риска.

Графики эмпирических распределений магнитуд и их “прототипы” по модели (11) для перечисленных выше регионов приведены на рис. 2. В табл. 1 приведены значения параметров эмпирических распределений, выбранных для тестирования. Мы выбирали их близкими к оценкам параметров, полученных методом ММП, слегка изменив их в пределах стандартного отклонения. Для региона Японии мы намеренно выбрали для параметра  $\xi$  очень малое по абсолютной величине значение  $\xi$  с тем, чтобы посмотреть, как ведут себя оценки в “экстремальных” условиях (при значениях  $\xi$ , соответствующих очень большим возможным значениям  $M_{\max}$ ). Поскольку в данной постановке задачи нас интересуют только относительно сильные землетрясения, нижний порог был выбран достаточно большим:  $m_0 = 6.0$ . Такие землетрясения надежно регистрируются в каталоге ISM-GEM на всем его протяжении.

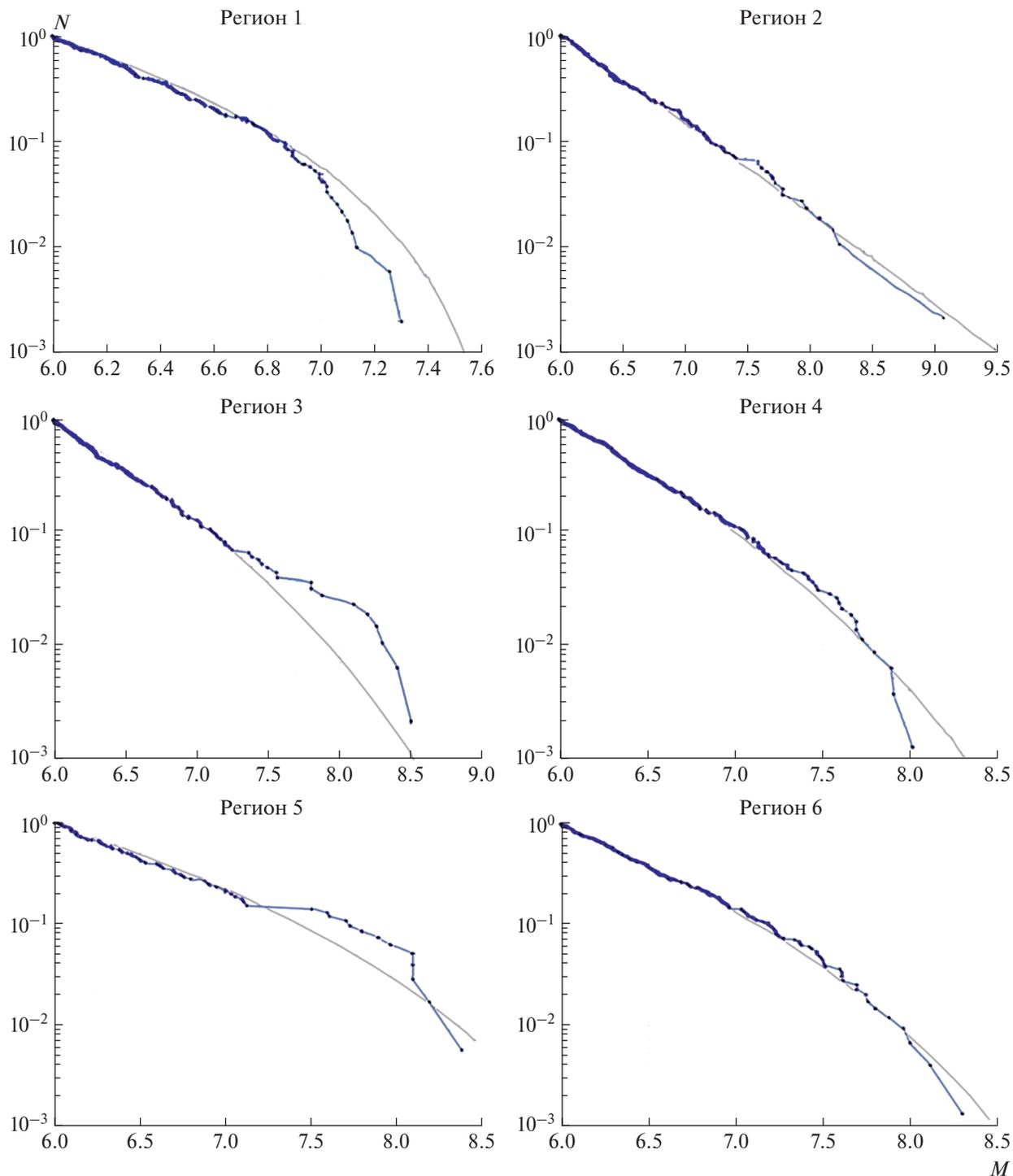
Как видно из рис. 2, в регионах (2, 3, 5) эмпирические и теоретические функции имеют замет-

ные расхождения в диапазоне больших магнитуд  $M > 7$ . В значительной степени эти расхождения являются следствием принятого выше условия  $\xi < 0$  в модели M2. Мы не стали заниматься более тщательной подгонкой теоретических распределений к эмпирическим, так как в данном случае не это являлось нашей целью. Нам нужны были логически корректные распределения с известным ответом, которые можно было бы рассматривать как в принципе возможные. Заметим также, что отклонения эмпирических распределений в регионах (2, 3, 5) можно рассматривать и как порождаемые эффектом характеристических землетрясений, и как случайные отклонения, вызванные нестационарностью сейсмического режима и недостаточной статистикой в диапазоне больших магнитуд. Наш опыт показывает, что отклонения подобного рода могут нивелироваться, если есть возможность пополнить статистику сильных событий.

Заметим также, что поскольку наш подход использует формулы, выведенные в предположении, что сейсмический поток является стационарным Пуассоновским потоком, мы должны были провести декластеризацию исходных каталогов, чтобы избавиться от афтершоков. Мы воспользовались для этой цели методом, использующим обобщенное расстояние между двумя событиями, учитывающее как пространственную, так и временную компоненту (см. подробнее [Писаренко, Родкин, 2019]). В результате получился поток событий, гораздо лучше соответствующий Пуассоновскому свойству равномерного распределения событий на интервале времени при их фиксированном числе. Естественно, выборки уменьшились, что отразилось в уменьшении оценок интенсивности  $\lambda$ . События, оставшиеся после применения процедуры декластеризации, мы называем главными толчками. Процедура декластеризации не должна сильно исказить свойства максимальных толчков, поскольку именно максимальные события, как правило, и являются главными. Она влияет, главным образом, на снижение интенсивности  $\lambda$ . Декластеризация привела к следующим процентам главных толчков (по отношению ко всем толчкам):

Атлантика 98.9% (257 толчков); Япония 47.4% (245); Курилы 55.0% (236); Новые Гебриды 72.3% (413); Перу 88.1% (89); Филиппины 82.1% (377). Низкий процент главных толчков в Японии объясняется большим количеством афтершоков после мегаземлетрясения Тохоку (2011 г.).

В соответствии с теоретическими распределениями, изображенными на рис. 2, мы генерировали по 1000 каталогов для каждого региона, причем объем каталога соответствовал реальному каталогу основных событий. Для каждого искусственного каталога число событий и магнитудный диапазон



**Рис. 2.** Теоретические и эмпирические комплементарные функции распределения магнитуд. Номера регионов по табл. 1. По оси  $X$  – магнитуды, по оси  $Y$  – доля событий.

соответствовали указанным выше значениям для данного региона. Оценка параметров производилась двумя методами: методом максимального правдоподобия (ММП) и Байесовским методом (БМ) с использованием усеченного распределе-

ния Гутенберга–Рихтера (УГР). При оценивании ММП параметр  $h$  полагался равным 75%-му квантилю выборки магнитуд, так что фактически искался максимум правдоподобия по двум параметрам  $b$  и  $\xi$ . Для региона Японии на область пара-

метров, по которой находился максимум функции правдоподобия, к условию  $\xi < 0$  добавлялось еще условие  $M_{\max} < 11.5$ . В этом регионе за относительно краткое время регистрации произошло редкое по силе событие Тохоку, и использование лишь одного условия  $\xi < 0$  приводило к выводу о принципиальной возможности возникновения событий неправдоподобно большой магнитуды, из-за чего мы были вынуждены использовать указанное выше дополнительное условие. Для остальных регионов действовало только первое условие

Байесовский метод оценки квантилей описан в Приложении 1.

Для каждого из 1000 каталогов рассматриваемого региона оценивались квантили максимального события в будущем интервале времени  $T$ . Для квантилей были выбраны уровни  $q = 0.5, 0.9, 0.95, 0.975, 0.99, 0.999$ . Для интервалов  $T$  мы рассчитывали довольно подробную сетку  $T = 10, 25, 50, 100, 200, 1000$  лет. В статье мы решили ограничиться представлением данных для  $T = 50$  лет, так как для остальных значений результаты получались качественно похожими; при этом расчеты для больших  $T$ , согласно соотношению (8), эквивалентны расчетам для  $T = 50$  с высокими квантилями.

На рис. 3 для  $T = 50$  лет и для 6 регионов показаны 3 типа кривых: синим цветом – истинное модельное значение квантиля, черным цветом – средние значения по методу ММП (по 1000 каталогам, они фактически не отличаются от средних по ансамблю из-за большого объема выборки), и красным цветом – средние значения по методу БМ. По оси  $X$  изменения  $q$  даны в логарифмическом масштабе для величины  $1/(1 - q)$ , которая дает квантиль  $q$  в удобном нелинейно растянутом виде, используемом в теории информации.

На рис. 4 приведены среднеквадратичные отклонения (MSE):

$$\text{MSE}(Q) = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{k=1}^n (Q_k - Q_{\text{true}})^2}, \quad (12)$$

где:  $Q_k$  – оценка квантиля по  $k$ -му каталогу;  $n$  – число каталогов ( $n = 1000$ );  $Q_{\text{true}}$  – истинное значение квантиля. MSE показывает в среднеквадратичной метрике насколько близка данная оценка к истинному значению, т.е. дает показатель качества оценки. Этот показатель складывается из двух компонент: систематического смещения  $\text{BIAS}(Q)$  и стандартного отклонения от выборочного среднего  $\text{STD}(Q)$ :

$$\begin{aligned} \text{BIAS}(Q) &= \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n Q_k - Q_{\text{true}}; \\ \text{STD}(Q) &= \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{k=1}^n (Q_k - \bar{Q})^2}, \end{aligned} \quad (13)$$

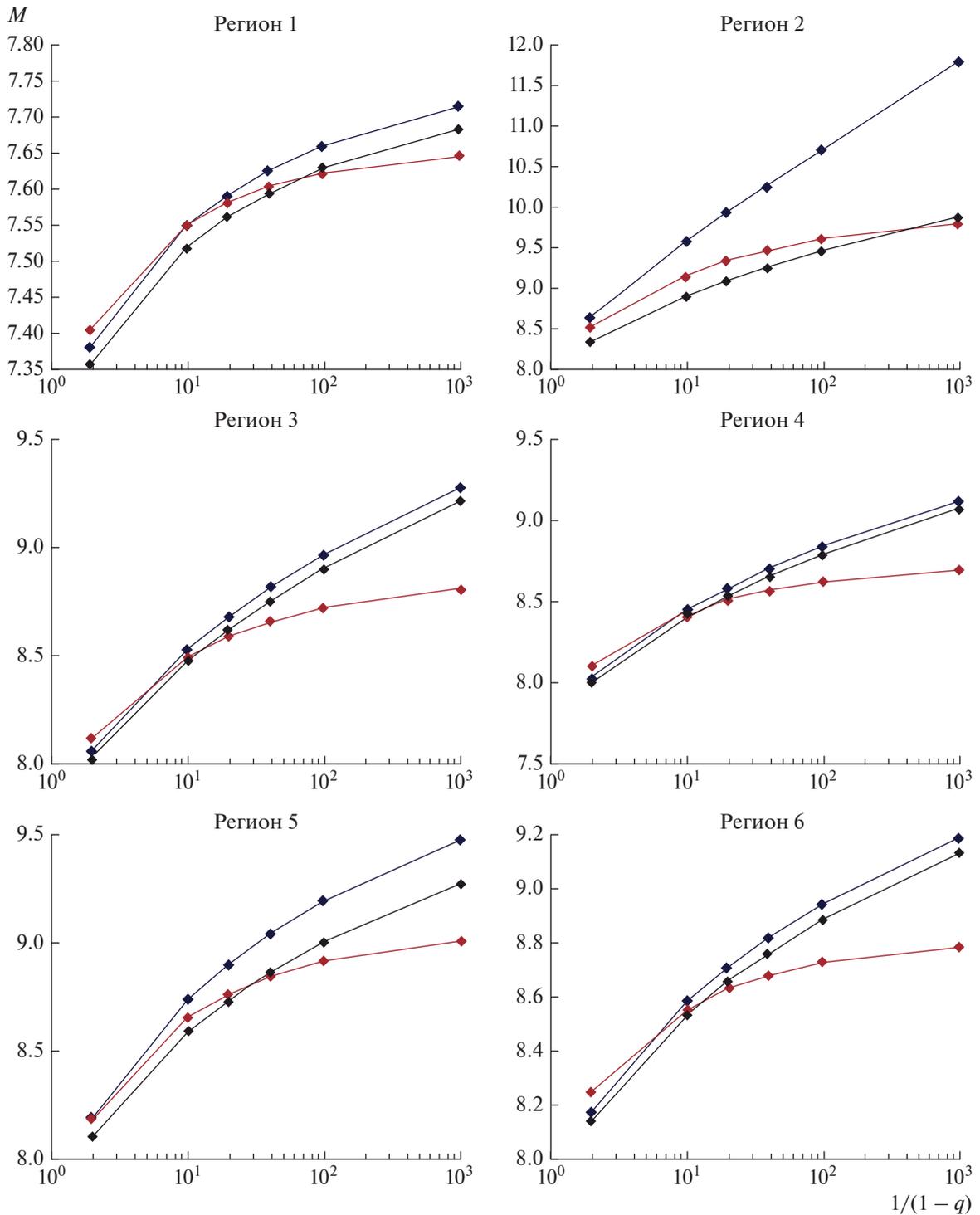
$$\bar{Q} = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n Q_k.$$

$$\text{MSE}^2 = \text{BIAS}^2 + \text{STD}^2. \quad (14)$$

Поэтому мы наряду с общим показателем качества оценки, даваемым MSE, приводим также и его компоненты STD и BIAS, чтобы было видно за счет какой из компонент образуется MSE.

Имея 1000 каталогов, можно оценить стандартные отклонения оценок квантилей. Они показаны на рис. 6 черным (ММП) и красным цветами (БМ). Для реальной ситуации (один каталог) таких оценок получить нельзя. Для того, чтобы оценить стандартное отклонение в этих случаях, мы использовали следующий подход. В методе ММП мы брали оценки параметров ( $b, \xi$ ), полученные по имеющемуся реальному каталогу, и генерировали 1000 каталогов с этими оценками, а затем оценивали стандартные отклонения квантилей по этим 1000 каталогам и принимали их за истинные. Из-за того, что оценки параметров М2 имеют погрешность, оценки стандартных отклонений квантилей также будут иметь погрешность, но она будет иметь высший порядок малости. Расчеты показали, что погрешность оценки стандартных отклонений при таком подходе не превышает 5%, так что этой погрешностью можно пренебречь. Для БМ методика оценивания стандартного отклонения оценки квантиля по одной реализации описана в Приложении 1. Эта оценка показана на рис. 6 лиловым цветом. Как показывает наш опыт, она несколько занижена и обычно составляет 0.8–0.9 по отношению к истинному стандартному отклонению, то есть это различие практически несущественно.

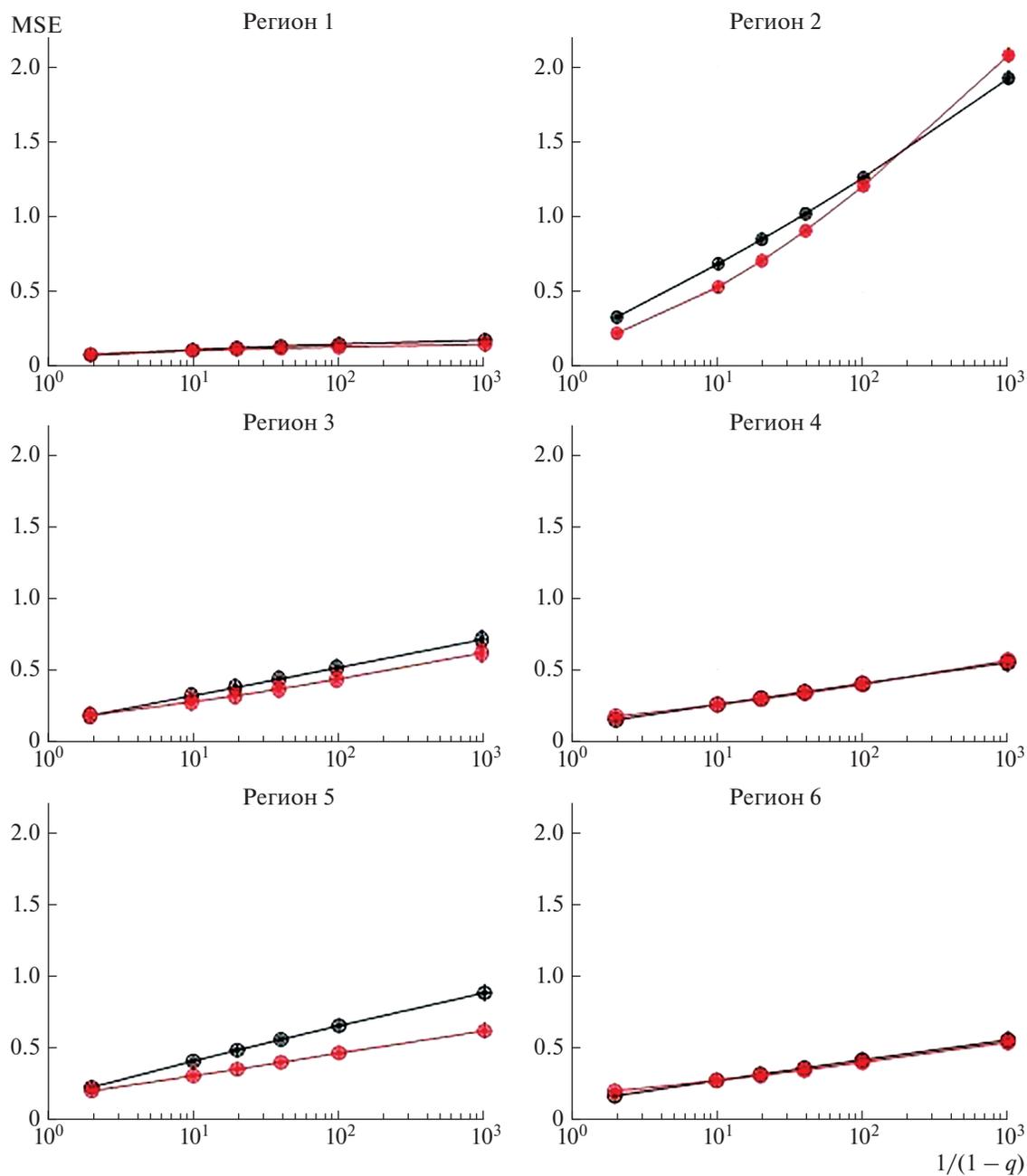
Мы видим, что в целом оценки квантилей довольно близки к истинным значениям. Среди 6 регионов, точнее среди 6 искусственных прототипов региональных каталогов, можно выделить 2 региона: Атлантику и Японию. Для Атлантики характерны небольшие значения максимальных магнитуд (по каталогу объема 257), как правило не превосходящие 7.7. График повторяемости круто загибается вниз (см. рис. 2), что отражается в оценках параметра формы ОРП  $\xi$ , он имеет относительно большие по абсолютной величине отрицательные значения  $-0.35 \sim -0.25$ . Значения MSE оценок квантилей Атлантики уровня  $q = 0.9$  равны примерно 0.11, а для уровня  $q = 0.999$  (очень высокий уровень, практически дающий максимально возможную магнитуду распределе-



**Рис. 3.** Средние значения квантилей: синий (теоретические значения); красный (БМ); черный (ММП);  $T = 50$  лет. Искусственные каталоги (1000 реализаций), основные толчки. По оси  $X$  величины  $K = 1/(1 - q)$ ; по оси  $Y$  — магнитуды  $M$ .

ния) получаем примерно 0.16. Разница весьма мала, что свидетельствует о большой робастности квантилей при не слишком малых по абсолютной величине значениях параметра  $\xi$ . Для “экстремального” региона — Японии — значения MSE

оценок квантилей уровня  $q = 0.9$  равны примерно 0.35, а для уровня  $q = 0.999$  получаем очень большое значение 0.95. Значения параметра  $\xi$  в искусственных каталогах малы по абсолютной величине и доходят практически до нуля.



**Рис. 4.** Среднеквадратичные ошибки оценок (MSE) квантилей: красный (БМ); черный (ММП).  $T = 50$  лет. Искусственные каталоги (1000 штук), основные события. По оси  $X$  величины  $K = 1/(1 - q)$ .

В остальных 4 “регионах” наблюдается промежуточная ситуация. Заметим, что расхождения заметно выше в регионах 2, 3, 5 (Япония, Курилы и Перу), для которых на рис. 2 наблюдался горб на эмпирических графиках повторяемости и для которых, соответственно, значения параметра  $\xi$  наиболее близки к нулю. Для этих же регионов максимален и разброс оценок.

Обращает на себя внимание, что во всех случаях полученные оценки лежат ниже модельных

“истинных” квантилей. Возможно, это обусловлено используемой моделью. В методе БМ к этому могло привести исходно задаваемое априорное ограничение магнитуд. В методе ММП к этому смещению могло приводить задаваемое при расчетах вариантов требование  $\xi < 0$ . Значения MSE оценок квантилей уровня  $q = 0.9$  лежат (рис. 4) для всех регионов, кроме Японии, в интервале 0.1–0.5 (для Японии – 0.7), а для уровня  $q = 0.999$  получаем 0.15–0.8 (для Японии – 2.2). Эти величины дают представление о том, насколько точны

оценки разброса, полученные по одному реальному каталогу.

Рассмотрим теперь систематические смещения оценок. Для Атлантики смещения пренебрежимо малы: от  $-0.07$  до  $+0.02$  (см. рис. 5). Для Японии они велики: от  $-0.9$  до  $-2.0$ , т.е. имеет место сильная недооценка истинного квантиля. Правда, модельные квантили были взяты очень большими:  $9.6$  для уровня  $q = 0.9$ ;  $11.7$  для уровня  $q = 0.999$ , что вызывает сомнения в реальной возможности таких магнитуд. Но, как уже отмечалось выше, столь большие значения модельных ожидаемых магнитуд для Японии были выбраны для того, чтобы посмотреть, как поведут себя оценки в ситуации “экстремальных” условий (при остром клюве распределения магнитуд, соответствующих очень малым по абсолютным значениям параметра  $\xi$  в модели M2). В “регионах” Атлантики, Курилы, Новые Гебриды, Филиппины оценки ММП дают меньшее смещение, чем оценки БМ, но это, возможно, связано с тем, что искусственные каталоги генерировались с помощью модели M2. Для всех регионов кроме Японии смещения при уровне доверия  $q = 0.90$  варьируют в диапазоне  $0.05 \sim 0.15$ , что вполне приемлемо, учитывая саму точность, с которой определяются магнитуды.

Перейдем теперь к оценкам стандартных отклонений (СО) квантилей (рис. 6). Они не должны превосходить MSE и должны убывать с ростом объема выборки  $n$  как  $1/n^{1/2}$ . В регионе “Атлантика” СО заметно меньше, чем в других регионах, примерно  $0.07 \sim 0.15$ . В остальных “регионах” на уровне  $q = 0.9$  СО несколько больше ( $0.2-0.3$ ). Таким образом, MSE формируется, в большей степени, за счет случайного разброса, а не за счет систематического смещения оценок, кроме региона Японии. Большие значения СО для “региона” Перу обусловлены сравнительно малым объемом выборки ( $n = 89$ ) по сравнению с другими “регионами”.

Подчеркнем еще раз связь формы хвоста распределения магнитуд со статистическими характеристиками разброса оценок квантилей. Чем острее “клюв” распределения хвоста, тем больше разброс оценок квантилей. “Острый клюв” означает, что возможны очень сильные толчки, но они могут происходить чрезвычайно редко. Это отражается в значениях параметра формы  $\xi$  предельного распределения магнитуд: “острый клюв” соответствует очень малым (отрицательным) значениям  $\xi \cong -0.1 \dots -0.01$  (и еще ближе к нулю), в то время как относительно большие (по модулю) значения  $\xi \cong -0.4 \dots -0.2$  дают “тупой клюв” и приводят к более устойчивым статистическим оценкам.

В целом получаем, что при  $T = 50$  лет и  $q \leq 0.95$  отклонения значений квантилей от модельного

“истинного” результата, как правило, не превосходят  $0.2$  единицы магнитуды и только в случае Японии приближаются к  $0.5$ . Такая погрешность может полагаться допустимой. Для больших значений  $\xi$  возрастают, причем в среднем отличие больше для случаев с меньшим по абсолютной величине значением параметра  $\xi$ .

### ОЦЕНКА КВАНТИЛЕЙ НА РЕАЛЬНЫХ КАТАЛОГАХ

Шесть регионов, для которых были оценены квантили, уже описаны выше. Для реальных каталогов, естественно, истинные значения квантилей неизвестны. Поэтому мы не можем оценить систематическое смещение и MSE. Мы вычисляли только оценки квантилей (рис. 7) и стандартное отклонение, оцененное по одной реальной выборке (рис. 8).

Сравнивая результаты расчетов для реальных каталогов и модельных случаев, прежде всего, отметим увеличение оценок квантилей для реальных каталогов. Различия наиболее существенно для регионов 2, 3 и 5, где оно в среднем достигает на максимальных квантилях  $0.4-0.5$  единицы магнитуды ( $0.8$  для Японии). Максимальные различия величин квантилей при расчете двумя разными методами не превышают  $0.4-0.5$  единиц магнитуды; только в одном случае региона 4 различие достигает величины  $0.6$ . Эти различия можно объяснить тем, что мы выбирали параметры искусственных каталогов, прежде всего, с целью испытать оценки в экстремальных условиях и не старались воспроизвести возможно более точно копии “прототипов”.

В целом оценки по двум методам вполне удовлетворительно согласуются. Оценка методом БМ является более “консервативной”: для уровней доверия, близких к единице (для значений магнитуд, близких к максимальному возможному), они ниже оценок ММП. Оценки разброса весьма близки (за исключением одного региона — Японии, где значительное расхождение оценок разброса может быть объяснено упоминавшейся выше “остротой клюва” распределения магнитуд).

### ОБСУЖДЕНИЕ

В настоящей работе, по-видимому, впервые оценка смещения, стандартного отклонения и среднеквадратичного отклонения проведена на большом количестве ( $1000$  штук) независимых выборок (искусственных каталогов) с известным законом распределения. Это дало возможность сравнить такую “идеальную” точность оценок с той, которая получается по одному каталогу с неизвестным законом распределения. Полученные модельные характеристики разброса относительно известного ответа оказались несколько боль-

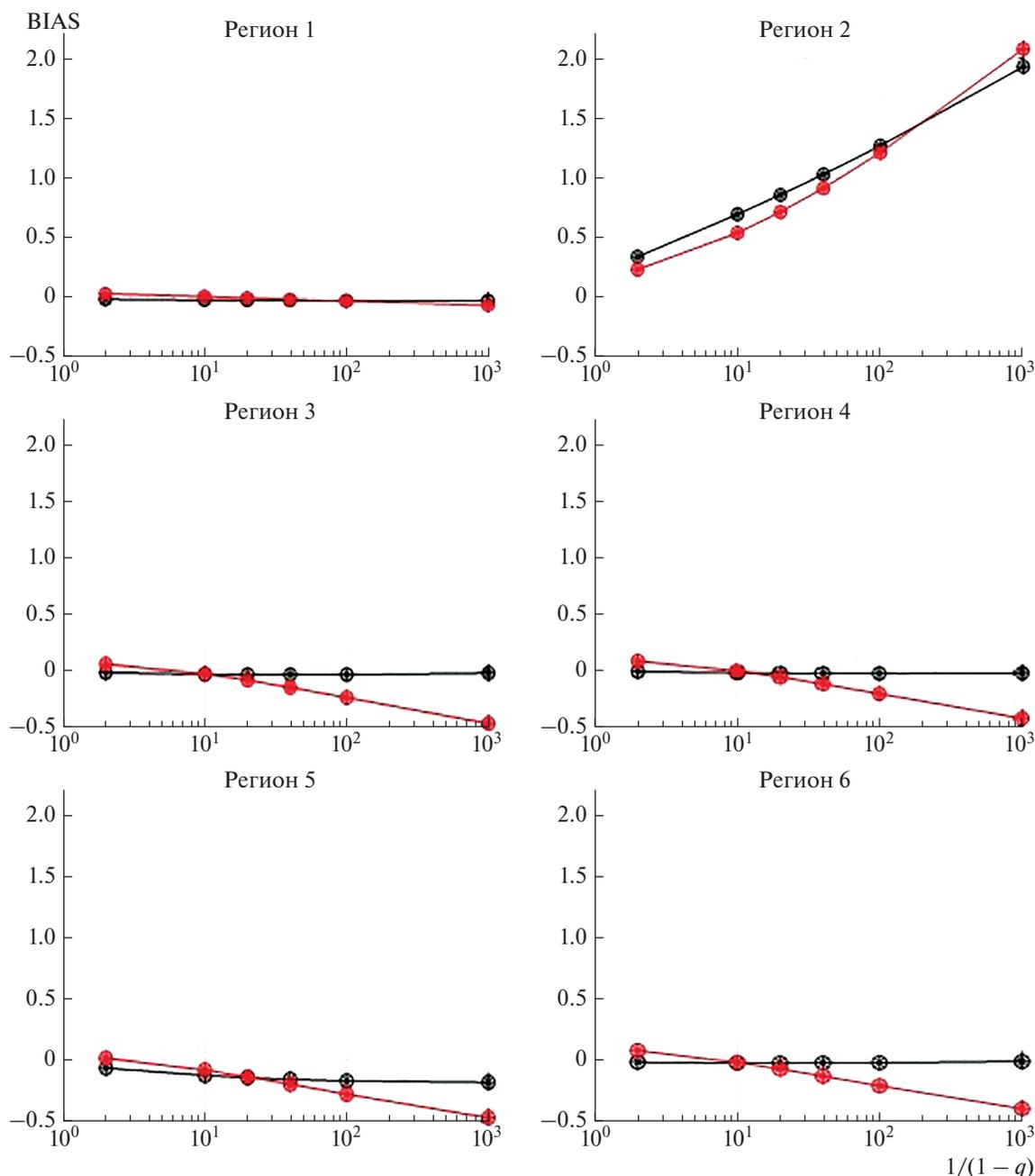
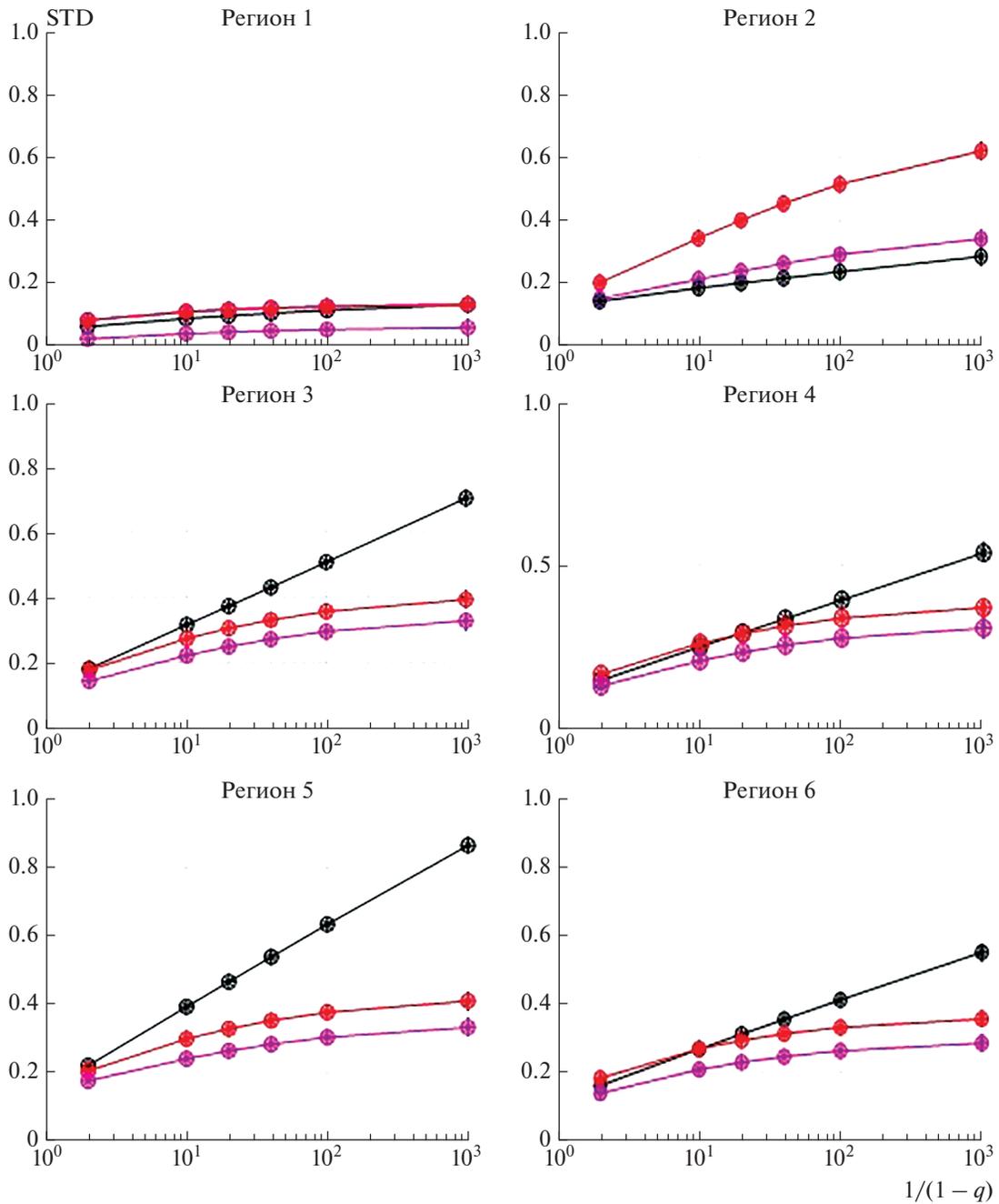


Рис. 5. Смещение (BIAS) оценок квантилей: красный (БМ); черный (ММП).  $T = 50$  лет. Искусственные каталоги (1000 штук), основные события. По оси  $X$  величины  $K = 1/(1 - q)$ .

ше характеристик, получаемых по одному (реальному) каталогу. Наибольшие значения MSE получились для региона Японии, и это было ожидаемо, поскольку в этом регионе в 2011 г. произошло мегаземлетрясение Тохоку, резко нарушившее весь сейсмический режим этого региона. Появление в 2011 г. в каталоге этого мегаземлетрясения привело к значительному уменьшению по абсолютной величине параметра формы  $\xi$ , что привело к росту оценок квантилей и при

больших значениях  $T$  и  $q$  и к снижению устойчивости этих оценок.

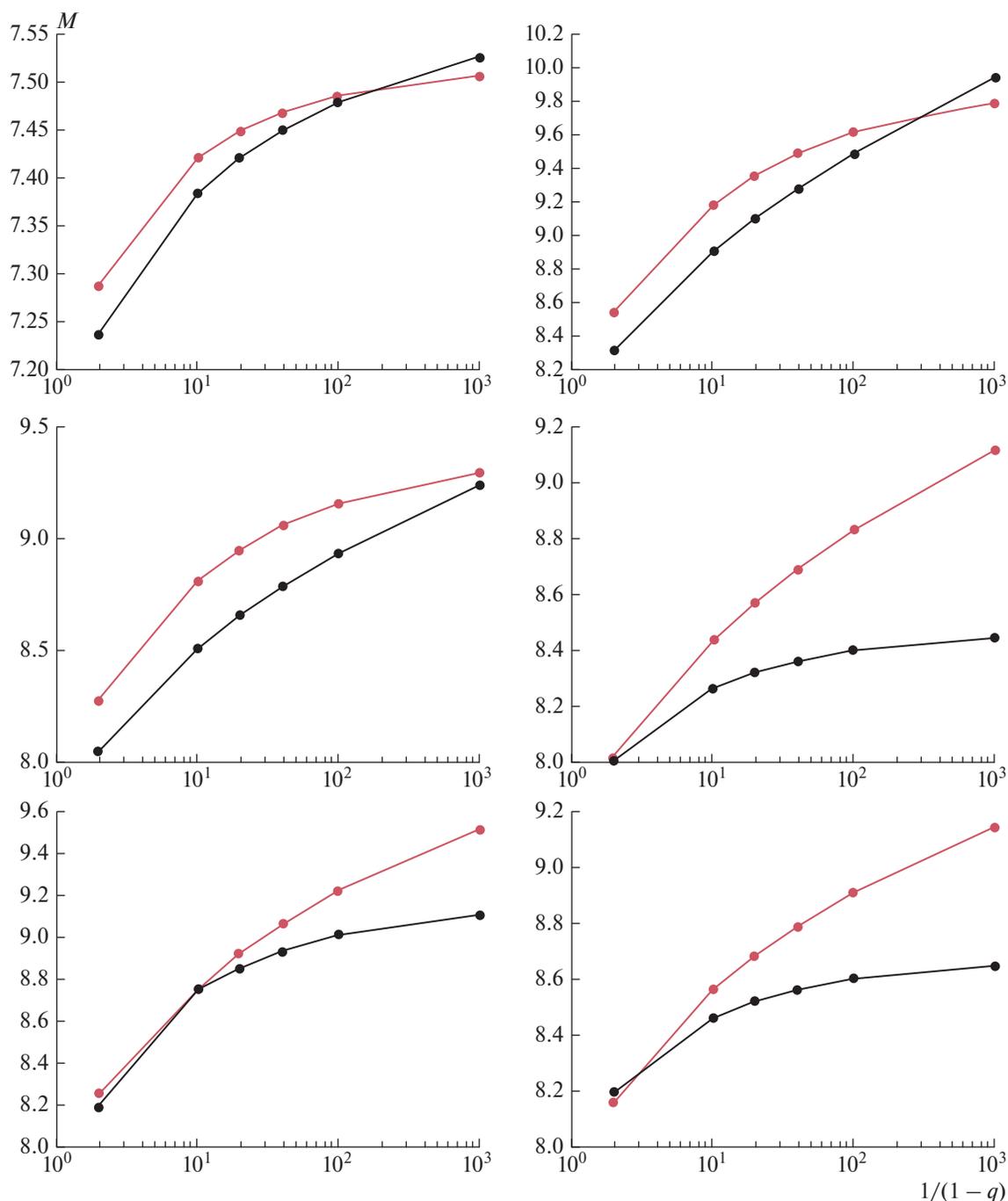
Для остальных регионов MSE квантиля максимального события за будущее  $T = 50$  лет при уровне доверия 0.9 принимают значения порядка 0.1–0.3. Такой точности оценок можно ожидать для регионов, в которых имеются каталоги землетрясений длительности  $T_{cat}$  лет с интенсивностью  $\lambda$  для событий  $M > 6.0$ , обеспечивающей условие



**Рис. 6.** Стандартные отклонения (STD) оценок квантилей: черный (ММП, искусственные каталоги), красный (БМ, искусственные каталоги), лиловый (БМ, реальный каталог), основные события,  $T=50$  лет. По оси  $X$  величины  $K=1/(1-q)$ .

$n = \lambda T_{cat} > 100$ . Достижению существенно большей точности препятствуют статистические неопределенности в оценках поведения хвостов распределений. Пространственная разрешающая способность получаемых оценок зависит от интенсивности сейсмического потока. Чем больше интенсивность, тем выше разрешающая способность, поскольку имеется возможность уменьшить регион с сохранением необходимого объема наблюдений.

Проведенное сравнение не дает оснований для предпочтения одного из использованных методов оценки параметров. Существующие обрывочные данные по максимальным магнитудам исторических и палеоземлетрясений, например события с  $M > 8.5$  для Курильской зоны субдукции [Yukino-bu Okamura, Yuichi Namegaya, 2011], ложатся в пределы, полученные обоими методами, и также не дают основания для выбора одного из вариантов расчета.

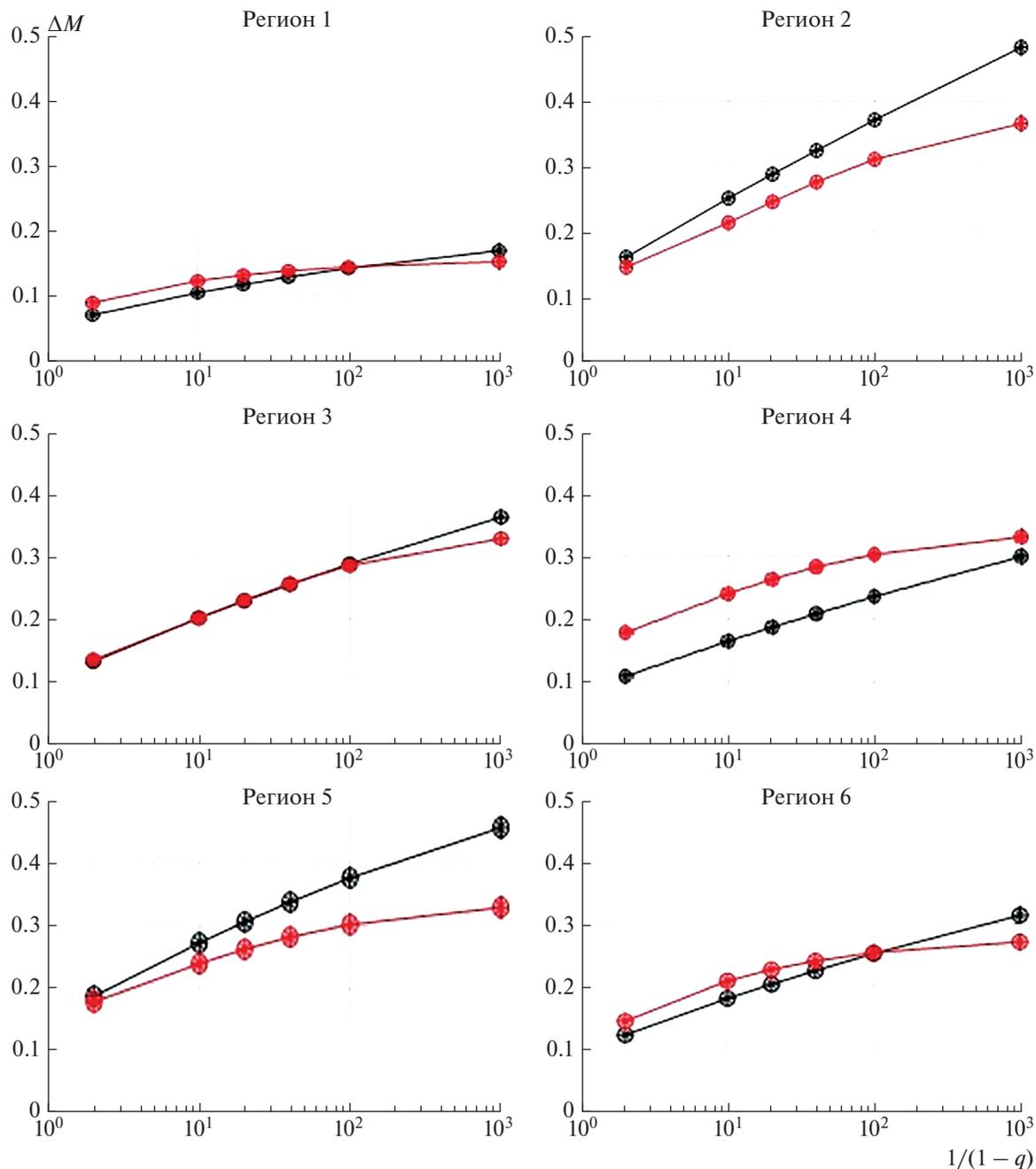


**Рис. 7.** Оценки квантилей: красный (БМ); черный (ММП).  $T = 50$  лет. Реальные каталоги, основные события. По оси  $X$  величины  $K = q/(1 - q)$ ; по оси  $Y$  — магнитуды.

Расчет методом БМ ожидаемо дает более консервативную оценку и меньший рост величин  $M_{\max}$  в области больших интервалов времени  $T$  и доверительных пределов  $q$ . Возможно, именно это различие и будет в дальнейшем являться ключевым при выборе решения рекомендовать тот или иной подход. В пользу консервативного (БМ) варианта решения говорят соображения о возможном ограничении энергетического потенциала для

реализации экстремально сильных сейсмических событий. В пользу варианта ММП говорит теоретическая общность теории экстремальных значений и предельных распределений.

В диапазоне квантилей для  $T = 50$  лет и  $q \leq 0.90$  погрешности определения величин  $M_{\max}$  обоими методами лежат в пределах практических требований к такого рода оценкам. Для более высоких квантилей расхождения больше, но указать пред-



**Рис. 8.** Стандартные отклонения оценок квантилей  $\Delta M$  для реальных каталогов: красный (БМ); черный (ММП).  $T = 50$  лет, основные события. По оси  $X$  величины  $K = 1/(1 - q)$ .

почтительную модель затруднительно; для разных регионов меньшие погрешности дают разные модели.

Выведенное соотношение (8) между квантилями одиночного землетрясения и квантилями максимального землетрясения в будущем интервале времени  $T$  позволяет устанавливать эквивалентность между длительностью интервала  $T$  и уровнем значимости (надежностью) квантиля максимального события максимальных событий на бу-

дущем интервале времени. Соотношения (8)–(8в) окажутся весьма полезны при оценках сейсмического риска.

Проведенные сравнения и использование соотношения (8) позволяют получить оценки ожидаемого разброса значений квантилей  $M_{\max}$  в области больших – заведомо ненаблюдаемых – значений интервалов времени  $T$  и при весьма строгих границах доверительного интервала  $q$ . Оценки квантилей максимальных событий в бу-

душем интервале времени получаются существенно более робастными при более сильном загибе вниз графика повторяемости. В регионах, где такой загиб не выражен или где наблюдаются отклонения от графика повторяемости, которые могут быть связаны с возникновением так называемых характеристических землетрясений, уровень и разброс оценок сейсмической опасности существенно возрастают.

Заметим в заключение, что рассмотренные вопросы касаются не только проблемы оценки сейсмической опасности, но и многих иных ситуаций, когда имеют место степенные распределения с тяжелым хвостом [Burroughs, Tebbens, 2001; Pisarenko, Rodkin, 2014; Beirlant et al., 2017].

### ПРИЛОЖЕНИЕ 1

В Байесовском методе мы предполагаем, что функция распределения и плотность вероятности значений магнитуд заданы в соответствии с усеченным законом Гутенберга–Рихтера:

$$P\{M < x\} = F(x|\rho, \beta) = \frac{e^{-\beta M_0} - e^{-\beta x}}{e^{-\beta M_0} - e^{-\beta \rho}},$$

$$f(x) = F'(x) = \frac{\beta e^{-\beta x}}{e^{-\beta M_0} - e^{-\beta \rho}}, \quad M_0 \leq x \leq \rho.$$

Здесь  $\rho$  является неизвестным параметром и имеет смысл максимально возможной магнитуды. Неизвестный параметр обычно называют наклоном графика повторяемости. Полный вектор неизвестных параметров  $\theta = (\rho, \beta, \lambda)$ , где  $\lambda$  – интенсивность точечного процесса, относительно которого предполагается, что он является стационарным Пуассоновским. Вектор параметров  $\theta$  рассматривается как случайный наравне с анализируемыми данными – множеством  $M^{(n)}$ , состоящим из  $n$  значений наблюдаемых магнитуд на прошлом интервале времени  $[-\tau, 0)$ , превосходящих нижний допустимый порог  $M_0$ . Вводится прямоугольная априорная область значений параметров вектора:

$$\Pi = \{\lambda_{\min} \leq \lambda \leq \lambda_{\max}, \beta_{\min} \leq \beta \leq \beta_{\max}, \rho_{\min} \leq \rho \leq \rho_{\max}\}.$$

Делается предположение, что априорная плотность вероятности  $f^a(\theta)$  распределения вектора внутри области  $\Pi$  является равномерной. По формуле условной вероятности апостериорную плотность можно записать в виде  $f(\theta|M^{(n)}) = f(\theta, M^{(n)})/f(M^{(n)})$ . Поскольку  $f(\theta, M^{(n)}) = f(M^{(n)}|\theta)f^a(\theta)$ , а  $f^a(\theta) = \text{const}$ , и по формуле полной вероятности  $f(M^{(n)}) = \int_{\Pi} f(M^{(n)}|\theta)d\theta$ , то после нормировки плотно-

сти можно записать такое выражение для апостериорной плотности:

$$f(\theta|M^{(n)}) = \frac{f(M^{(n)}|\theta)}{\int_{\Pi} f(M^{(n)}|\vartheta)d\vartheta},$$

которое известно как формула Байеса. Рассмотрим ошибку задания значений магнитуд, плотность вероятности которой предполагается равномерной на интервале длиной  $2\delta$ . Параметр  $\delta$  неопределенности значений магнитуд является свободным параметром алгоритма и подлежит экспертному выбору. В силу независимости значений магнитуд и предположения о пуассоновости потока сейсмических событий совместную плотность распределения всех магнитуд можно записать в виде:

$$f(M^{(n)}|\theta, \delta) = \bar{f}(M_1|\theta) \cdots \bar{f}(M_n|\theta) \times \frac{\exp(-\bar{\lambda}(\theta, \delta)\tau)(\bar{\lambda}(\theta, \delta)\tau)^n}{n!}.$$

Здесь  $\bar{f}(M_j|\theta)$  – плотность вероятности распределения каждой магнитуды,  $\bar{\lambda}(\theta, \delta)$  – интенсивность сейсмического процесса, которые должны учесть то обстоятельство, что магнитуды заданы с точностью  $\delta$  и, следовательно, надо учесть те магнитуды, истинные значения которых больше порога  $M_0$ , но их кажущиеся значения формально меньше этого порога. Опуская выкладки, которые приведены в работах [Lyubushin et al., 2002], приведем формулы для  $\bar{f}(M_j|\theta)$  и  $\bar{\lambda}(\theta, \delta)$ , в которых явно присутствует значение неопределенности магнитуд  $\delta$ :

$$\bar{f}(x|\theta, \delta) = \tilde{f}(x|\theta, \delta)/(1 - \tilde{F}(M_0|\theta, \delta)),$$

$$\bar{\lambda}(\theta, \delta) = \lambda / \left( 1 - \frac{1}{2\delta} \int_{M_0}^{M_0+\delta} \bar{F}(x|\theta, \delta) dx \right).$$

Здесь:

$$\tilde{f}(x|\theta, \delta) = (F(x + \delta|\theta) - F(x - \delta|\theta))/(2\delta),$$

$$\tilde{F}(x|\theta, \delta) = \int_{M_0-\delta}^x \tilde{f}(\xi|\theta, \delta)d\xi,$$

$$\bar{F}(x|\theta, \delta) = (\tilde{F}(x|\theta, \delta) - \tilde{F}(M_0|\theta, \delta))/(1 - \tilde{F}(M_0|\theta, \delta)),$$

всюду  $x \geq M_0$ . Априорная функция распределения максимальной магнитуды на будущем интервале времени длиной  $T$  задается выражением:

$$\bar{\Phi}_T(x|\theta, \delta) = (\exp(\bar{\lambda}(\theta, \delta)T\bar{F}(x|\theta, \delta)) - 1)/(\exp(\bar{\lambda}(\theta, \delta)T) - 1).$$

Пусть  $\bar{Y}_T(\alpha|\theta, \delta)$  – квантиль уровня  $\alpha$ , то есть корень уравнения  $\bar{\Phi}_T(x|\theta, \delta) = \alpha$ ,  $0 \leq \alpha \leq 1$ . Тогда

Байесовская оценка апостериорного квантиля функции распределения максимальной магнитуды на будущем интервале времени длиной  $T$  дается формулой:

$$\hat{Y}_T(\alpha | M^{(n)}, \delta) = \int_{\Pi} \bar{Y}_T(\alpha | \theta, \delta) f(\theta | M^{(n)}) d\theta.$$

Байесовский метод позволяет также вычислить дисперсию оценки квантиля:

$$\begin{aligned} \text{var}(\hat{Y}_T(\alpha | M^{(n)})) &= \\ &= \int_{\Pi} (\bar{Y}_T(\alpha | \theta, \delta) - \hat{Y}_T(\alpha | M^{(n)}, \delta))^2 f(\theta | M^{(n)}) d\theta. \end{aligned}$$

Тогда стандартное отклонение байесовской оценки равно корню квадратному из дисперсии.

Для завершения описания метода осталось дать определение области  $\Pi$ . В расчетах полагалось:  $\delta = 0.5$ ,  $\rho_{\min} = M_0 - \delta$ ,  $\rho_{\max} = M_{\tau} + 1$ , где  $M_{\tau} = \max_{1 \leq j \leq n} M_j$ . Априорные границы для наклона графика повторяемости брались  $\beta_{\min} = \beta_0/2$ ,  $\beta_{\max} = 3\beta_0/2$ , где “центральное” значение наклона  $\beta_0$  находилось из оценки максимального правдоподобия:

$$\sum_{i=1}^n \ln \left\{ \frac{\beta e^{-\beta M_i}}{e^{-\beta M_0} - e^{-\beta M_{\tau}}} \right\} \rightarrow \max_{\beta}.$$

Наконец, априорные границы для интенсивности брались из нормальной асимптотики для считающей функции Пуассоновского процесса, используя “правило трех сигм”:

$$\lambda_{\min} = \lambda_0 \left( 1 - \frac{3}{\sqrt{\lambda_0 \tau}} \right), \quad \lambda_{\max} = \lambda_0 \left( 1 + \frac{3}{\sqrt{\lambda_0 \tau}} \right).$$

Здесь  $\lambda_0 = \bar{\lambda}_0 / c_f$ ,  $\bar{\lambda}_0 = n / \tau$ , где  $c_f = \frac{\exp(\beta_0 \delta) - \exp(-\beta_0 \delta)}{2\delta}$ , формула для поправки  $c_f$ , учитывающей неопределенность значений магнитуд, взята из работы [Kijko, Sellevoll, 1989].

#### ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

В.Ф. Писаренко и М.В. Родкин благодарят за поддержку Российский фонд фундаментальных исследований (грант № 20-05-00433). А.А. Любушин благодарит Российский фонд фундаментальных исследований (грант № 18-05-00133).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Писаренко В.Ф.* Статистическое оценивание максимальных возможных землетрясений // *Физика Земли*. 1991. № 9. С. 38–45.

*Писаренко В.Ф., Родкин М.В.* Распределения с тяжелыми хвостами: приложения к анализу катастроф // *Вы-*

*числительная сейсмология*. Вып.38. М.: ГЕОС. 2007. 240 с.

*Писаренко В.Ф., Родкин М.В.* Неустойчивость параметра  $M_{\max}$  и альтернатива его применению // *Физика Земли*. 2009. № 12. С. 48–59.

*Писаренко В.Ф., Родкин М.В.* Декластеризация потока сейсмических событий, статистический анализ // *Физика Земли*. 2019. № 5. С. 1–15.

*Писаренко В.Ф., Родкин М.В., Рукавишников Т.А.* Стабильная модификация закона повторяемости землетрясений и перспективы ее применения в сейсмороайонировании // *Физика Земли*. 2020. № 1. С. 62–76.

*Родкин М.В.* Модель сейсмического режима как совокупности эпизодов лавинообразной релаксации, возникающих на множестве метастабильных состояний // *Физика Земли*. 2011. № 10. С. 18–26.

*Шерман С.И., Родкин М.В., Горбунова Е.А.* Тектонофизический анализ типов графиков повторяемости катастрофических землетрясений Центральной Азии // *Вулканология и сейсмология*. 2017. № 6. С. 47–60.

*Beirlant J., Fraga Alves I., Reynkens T.* Fitting tails affected by truncation. *Electron // J. Stat.* 2017. V. 11. P. 2026–2065.

*Beirlant J., Kijko A., Reynkens T., Einmahl J.* Estimating the maximum possible earthquake magnitude using extreme value methodology: the Groningen case // *Nat. Hazards*. 2019. V. 98. P. 1091–1113.

*Bommer J.J., van Elk J.* Comment on “The maximum possible and the maximum expected earthquake magnitude for production-induced earthquakes at the gas field in Groningen, The Netherlands” by G. Zöller and M. Holschneider // *Bull. Seismol. Soc. Am.* 2017. V. 107(3). P. 1564–1567.

*Burroughs S.M., Tebbens S.F.* Upper-truncated power laws in natural systems // *Pure Appl. Geophys.* 2001. V. 158(4). P. 741–757.

*Di Giacomo D., Engdahl E.R., Storchak D.A.* The ISC-GEM Earthquake Catalogue (1904–2014): status after the Extension Project // *Earth Syst. Sci. Data*. 2018. V. 10. P. 1877–1899. <https://doi.org/10.5194/essd-10-1877-2018>

*Ellsworth W.L.* Characteristic earthquakes and long-term earthquake forecasts: Implications of central california seismicity. *Urban Disaster Mitigation: The Role of Engineering and Technology*. 1995. P. 1–14.

*Embrechts P., Kluppelberg C., Mikosch T.* Modelling extremal events. Berlin–Heidelberg: Springer-Verlag / E.J. Gumbel Statistics of extremes. New York: Columbia University Press. 1958.

*Holschneider M., Zöller G., Hainzl S.* Estimation of the maximum possible magnitude in the framework of the doubly truncated Gutenberg–Richter model // *Bull. Seismol. Soc. Am.* 2011. V. 101(4). P. 1649–1659.

*Jackson D.D., Kagan Y.Y.* Characteristic earthquakes and seismic gaps. *Encyclopedia of Solid Earth Geophysics / H.K. Gupta. (Ed.). Springer*. 2011. P. 37–40. DOI <https://doi.org/10.1007/978-90-481-8702-7>

*Kagan Y.Y., Schoenberg F.* Estimation of the upper cutoff parameter for the tapered Pareto distribution // *J. Appl. Probab.* 2001. V. 38(A). P. 158–175.

*Kagan Y.Y., Jackson D., Geller R.J.* Characteristic Earthquake Model, 1884–2011, RIP // *Seismol. Res. Lett.* 2012.

- V. 83(6).  
<https://doi.org/10.1785/0220120107>
- Kijko A.* Estimation of the maximum earthquake magnitude  $M_{\max}$  // *Pure Appl. Geophys.* 2004. V. 161(8). P. 1655–1681.
- Kijko A.* On Bayesian procedure for maximum earthquake magnitude estimation // *Res. Geophys.* 2012. V. 2(1). P. 46–51.
- Kijko A., Graham G.* Parametric-historic procedure for probabilistic seismic hazard analysis part I: Estimation of maximum regional magnitude  $M_{\max}$  // *Pure Appl. Geophys.* 1998. V. 152(3). P. 413–442.
- Kijko A., Sellevoll M.A.* Estimation of earthquake hazard parameters from incomplete data files. Part I. Utilization of extreme and complete catalogs with different threshold magnitudes // *Bull. Seism. Soc. Amer.* 1989. V. 79. P. 645–654. Part II. Incorporation of magnitude heterogeneity. *Bull. Seism. Soc. Amer.* 1992. V. 82. P. 120–134.
- Kijko A., Singh M.* Statistical tools for maximum possible earthquake estimation // *Acta Geophys.* 2011. V. 59(4). P. 674–700.
- Lasocki S., Urban P.* Bias, variance and computational properties of Kijko's estimators of the upper limit of magnitude distribution,  $M_{\max}$  // *Acta Geophys.* 2011. V. 59(4). P. 659–673.
- Lyubushin A.A., Tsapanos T.M., Pisarenko V.F., Koravos G.Ch.* Seismic hazard for selected sites in Greece: A Bayesian estimates of seismic peak ground acceleration // *Nat. Hazards*, January 2002. 2002. V. 25. № 1. P. 83–89.
- Lyubushin A.A., Parvez I.A.* Map of Seismic Hazard of India using Bayesian Approach // *Nat. Hazards*. 2010. V. 55. № 2. P. 543–556.  
<https://doi.org/10.1007/s11069-010-9546-1>
- Pisarenko V.F., Lyubushin A.A., Lysenko V.B., Golubeva T.V.* Statistical estimation of seismic hazard parameters: maximal possible magnitude and related parameters // *Bull. Seismol. Soc. Am.*, June of 1996. 1996. V. 86. № 3. P. 691–700.
- Pisarenko V.F., Lyubushin A.A.* Statistical estimation of maximum peak ground acceleration at a given point of seismic region // *J. Seismology*. 1997. V.1. P. 395–405.
- Pisarenko V.F., Lyubushin A.A.* Bayesian Approach to Seismic Hazard Estimation: Maximum Values of Magnitudes and Peak Ground Accelerations // *Earthquake Research in China (English Edition)*. 1999. V. 13. № 1. P. 47–59.  
[http://www.oriprobe.com/journals/zgdzjy-e/1999\\_1.html](http://www.oriprobe.com/journals/zgdzjy-e/1999_1.html)
- Pisarenko V.F., Sornette A., Sornette D., Rodkin M.V.* New approach to the characterization of  $M_{\max}$  and of the tail of the distribution of earthquake magnitudes // *Pure Appl. Geophys.* 2008. V. 165(5). P. 847–888.
- Pisarenko V.F., Sornette A., Sornette D., Rodkin M.V.* Characterization of the tail of the distribution of earthquake magnitudes by combining the GEV and GPD descriptions of extreme value theory // *Pure Appl. Geophys.* 2014. V. 171(8). P. 1599–1624.
- Pisarenko V.F., Sornette D., Rodkin M.V.* Distribution of maximum earthquake magnitudes in future time intervals: application to the seismicity of Japan (1923–2007) // *Earth, Planets Space*. 2010. V. 62. P. 567–578.
- Pisarenko V., Rodkin M.* Heavy-Tailed Distributions in Disaster Analysis. *Advances in Natural and Technological Hazards Research*. Springer, Dordrecht–Heidelberg–London–New York. 2010. V. 30.
- Pisarenko V., Rodkin M.* Statistical Analysis of Natural Disasters and Related Losses. *Springer Briefs in Earth Sciences*. Springer, Dordrecht–Heidelberg–London–New York. 2014. 82 p. ISBN: 978-3-319-01453-1
- Pisarenko V.F., Rodkin M.V.* The maximum earthquake in future T years: Checking by a real catalog // *Chaos, Solitons & Fractals*. 2015. V. 74. P. 89–98.
- Pisarenko V.F., Rodkin M.V.* The new quantile approach: application to the seismic risk assessment. In: Rascobic B., Mrdja S. (Eds.) *Natural disasters: prevention, risk factors and management*. New York: NOVA Publishers. 2013. P. 141–174.
- Stein S., Friedrich A., Newman A.* Dependence of Possible Characteristic Earthquakes on Spatial Sampling: Illustration for the Wasatch Seismic Zone // *Utah. Seismol. Res. Lett.* 2005. V. 76 (4). P. 432–436.
- Vermeulen P., Kijko A.* More statistical tools for maximum possible earthquake magnitude estimation. *Acta Geophys.* 2017.  
<https://doi.org/10.1007/s11600-017-0048-3>
- Ward S.N.* More on  $M_{\max}$  // *Bull. Seismol. Soc. Am.* 1997. V. 87(5). P. 1199–1208.
- Zöller G., Holschneider M.* The maximum possible and the maximum expected earthquake magnitude for production-induced earthquakes at the gas field in Groningen, The Netherlands // *Bull. Seismol. Soc. Am.* 2016. V. 106(6). P. 2917–2921.

## Maximum Earthquakes in Future Time Intervals

V. F. Pisarenko<sup>a</sup>, A. A. Lyubushin<sup>b</sup>, and M. V. Rodkin<sup>a, c, \*</sup>

<sup>a</sup>*Institute of Earthquake Prediction Theory and Mathematical Geophysics, Russian Academy of Sciences, Moscow, 117997 Russia*

<sup>b</sup>*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123242 Russia*

<sup>c</sup>*Institute of Marine Geology and Geophysics, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences, Yuzhno-Sakhalinsk, 693022 Russia*

\*e-mail: [rodkin@mitp.ru](mailto:rodkin@mitp.ru)

The paper addresses the problems associated with the maximum earthquakes in a seismically active region. In (Pisarenko and Rodkin, 2009; 2010; 2015), an alternative to the ambiguously determined parameter  $M_{\max}$ —the maximum regional magnitude—was proposed in the form of a clearly defined and statistically substantiated parameter of the maximum possible magnitude of an earthquake in a given region on a given future

time interval  $T$ . In this work, we study the statistical characteristics of this parameter—quantiles with a given confidence level  $q$ . For the first time, the estimate of the bias, standard deviation, and root mean square deviation of these quantiles is conducted on a large set (1000) of independent samples (synthetic catalogs) with a known distribution law. This allowed the comparison of the “true” accuracy of the obtained estimates with the accuracy of estimates obtained from one catalog with the unknown distribution law. The real efficiency of quantile estimates is assessed on the examples with the exact known answer, and the stability and robustness of these quantiles as an informative and important characteristic of seismic risk is demonstrated. The comparisons make it possible to estimate the scatter of the quantiles in the region of large times  $T$  and with very strict boundaries of the confidence level  $q$ . The quantile estimates of the maximum possible events in a future time interval are substantially more robust with a stronger downward bend of the frequency–magnitude graph. The relationship between the quantiles of a single earthquake and the quantiles of a maximum earthquake in the future time interval  $T$  is derived, based on which the equivalence can be established between the length of the interval  $T$  and the level of significance (reliability)  $q$ . It is shown that the quantile magnitude logarithmically increases with the increase in  $T$  and in the reliability level  $q$ , which should be taken into account in seismic risk assessment. The statistical analysis is conducted using two different methods for parameter estimation: the maximum likelihood estimation and Bayesian approach, which demonstrated approximately equal efficiency. With the use of these methods, it is concluded that the long-term seismic hazard assessment for the regions with a distinctly pronounced downward bend of the frequency–magnitude graph is fairly stable and robust.

*Keywords:* seismic hazard, maximum earthquake, quantiles of a maximum earthquake, statistical characteristics of maximum earthquakes

## СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ИССЛЕДОВАНИЙ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И МАНТИИ БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА ПО СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

© 2021 г. А. И. Середкина<sup>1,2,\*</sup>

<sup>1</sup>Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия

<sup>2</sup>Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН, г. Москва, г. Троицк, Россия

\*E-mail: ale@crust.irk.ru

Поступила в редакцию 11.02.2020 г.

После доработки 07.08.2020 г.

Принята к публикации 07.09.2020 г.

В обзоре рассматриваются основные результаты региональных сейсмологических исследований глубинного строения земной коры и мантии Байкальского рифта, полученные с 1960-х гг. до настоящего времени. Также в него включены данные последних глобальных моделей, охватывающих интервал глубин свыше 400 км, для которого региональные исследования довольно редки. Основное внимание уделено сопоставлению различных скоростных моделей региона, иногда довольно значительно противоречащих друг другу, что и определяет актуальность данной работы. В частности, не существует единого мнения об утонении коры под Байкальским рифтом, мощностях слоя аномальной мантии и литосферы. Для понимания причин выявленных расхождений обзор содержит краткое сравнение применяемых методов инверсии и их разрешающей способности. Отдельно обсуждаются анизотропные свойства вещества верхней мантии, изученные по расщеплению волн *SKS* и по данным о дисперсии фазовых и групповых скоростей поверхностных волн. В заключительном разделе в качестве дополнительной информации, позволяющей верифицировать ту или иную модель, приводятся результаты изучения теплового, гравитационного, геомагнитного и геоэлектрического полей, а также некоторые геологические данные. Рассматривается вклад включенных в обзор геофизических данных в продолжающуюся до сих пор дискуссию о природе растяжения литосферы Байкальского рифта. Показано, что большинство из них (невысокие значения плотности поверхностного теплового потока и температур в мантии, довольно большие глубины нижней границы литосферных магнитных источников, оценки мощности литосферы по гравиметрическим и геоэлектрическим данным), включая чисто сейсмологические (отсутствие единого утонения коры и литосферы вдоль всей оси рифта), а также некоторые геологические данные, противоречат гипотезам активного рифтинга. Однако существующие в настоящее время модели глубинного строения не позволяют однозначно сделать выбор между гипотезами, объясняющими образование рифта чисто пассивным или смешанным механизмами. Для решения этого вопроса необходимо проведение дальнейших более детальных геофизических исследований. Таким образом, данный обзор глубинного строения земной коры и мантии Байкальского рифта позволяет оценить результаты проведенных ранее геофизических работ и наметить перспективы их дальнейшего развития.

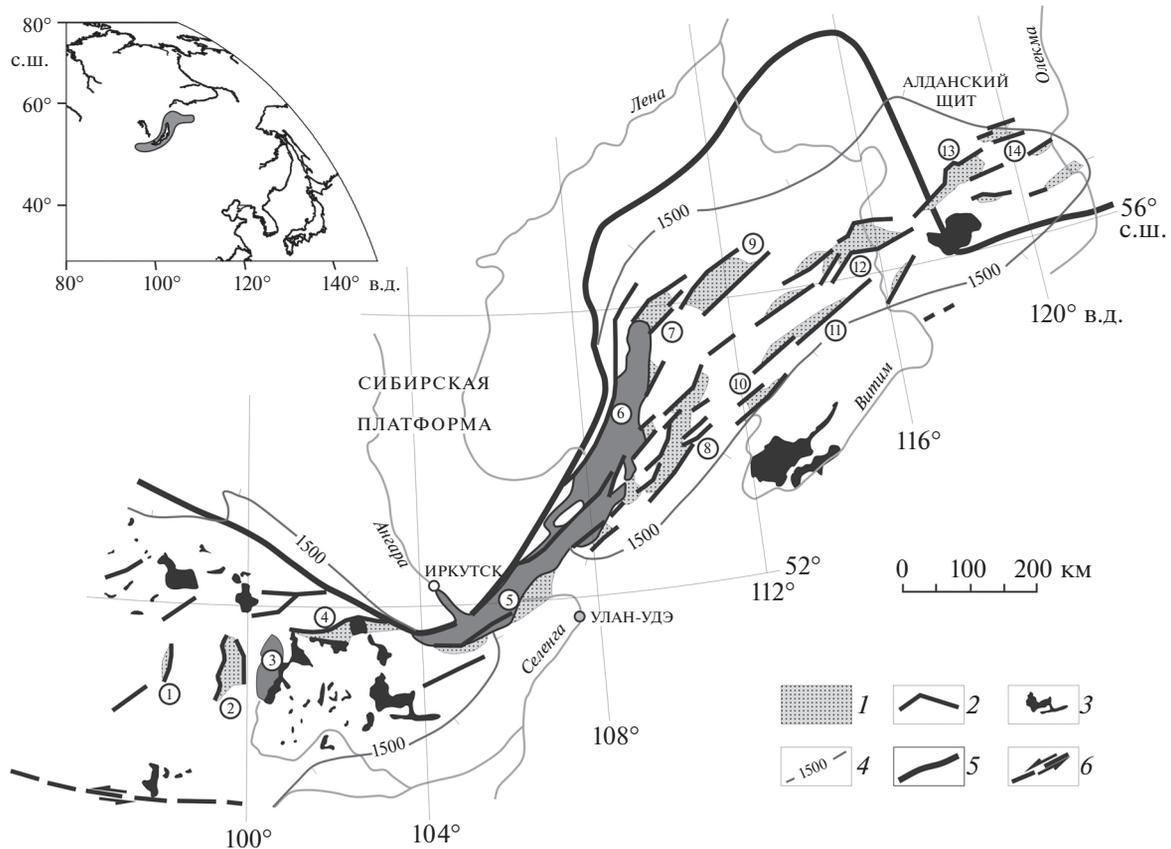
*Ключевые слова:* земная кора, мантия, литосфера, астеносфера, объемные и поверхностные сейсмические волны, анизотропия, Байкальский рифт.

DOI: 10.31857/S0002333721020113

### ВВЕДЕНИЕ

Байкальский рифт простирается более чем на 2500 км из Северо-Западной Монголии через горные сооружения Восточной Сибири до Южной Якутии (рис. 1) [Логачев, 2003; Logatchev, Florensov, 1978]. Его юго-западное окончание совпадает с двумя крупными межгорными впадинами меридионального простирания: Дархатской и Хубсугульской, ориентированными практически

под прямым углом к западному флангу рифтовой системы. Восточный фланг, состоящий также из субширотно простирающихся структурных элементов, достигает западной части Станового нагорья. Общее структурное положение и развитие Байкальского рифта определяется в первую очередь его связью с зоной сочленения двух главных имеющих контрастные термомеханические свойства литосферных плит Восточной Сибири: докембрийской Сибирской платформы и Саяно-



**Рис. 1.** Структура и морфология Байкальского рифта по работе [Логачев, 2003] с изменениями и дополнениями: 1 – рифтовые впадины (1 – Бусингольская, 2 – Дархатская, 3 – Хубсугульская, 4 – Тункинская, 5 – Южно-Байкальская, 6 – Северо-Байкальская, 7 – Кичерская, 8 – Баргузинская, 9 – Верхнеангарская, 10 – Ципинская, 11 – Баунтовская, 12 – Муйская, 13 – Чарская, 14 – Токкинская); 2 – разломы разной кинематики; 3 – вулканические поля [Logatchev, 1984; Рассказов, 1993]; 4 – 1500-метровая изогипса исходной поверхности выравнивания; 5 – граница Сибирской платформы и Саяно-Байкальского подвижного пояса; 6 – восточная часть Болнайского сдвига. На врезке серым цветом схематично показано положение Байкальского рифта на Азиатском континенте.

Байкальского подвижного пояса [Логачев, 1999; 2003].

Байкальская система рифтогенных впадин и поднятий начала формироваться около 65–60 млн лет назад [Логачев, 2003; Мац, 2012]. На ранней стадии преобладал медленный рифтинг (от палеоцен-эоцена до среднего плиоцена). В среднем плиоцене медленный рифтинг сменился быстрым, который, по-видимому, сохраняется и в настоящее время [Logatchev, Zogin, 1987]. Историческим ядром рифтовой зоны является Южно-Байкальская впадина (рис. 1), где вскрытие литосферы началось с образования крупного осадочного бассейна. Развитие рифтогенеза в олигоцене и миоцене происходило в обоих направлениях от Южного Байкала. Самые крайние на флангах впадины: Токкинская на северо-востоке и Дархатская и Бусингольская на юго-западе – появились не раньше плиоцена в связи с началом стадии быстрого рифтогенеза. [Logatchev, 1993; Логачев, 1999; 2003]. Рассматриваемая тер-

ритория тектонически активна на протяжении большей части кайнозоя [Флоренсов, 1968; Logatchev, 1993; Logatchev, Florensov, 1978; Logatchev, Zogin, 1987], что проявляется в интенсивном неоген-четвертичном вулканизме [Рассказов, 1993; Logatchev, 1984]. Для позднего кайнозоя также характерна высокая сейсмическая активность [Голенецкий, 1977; Radziminovich et al., 2013].

В настоящее время существует несколько гипотез образования Байкальского рифта, которые можно условно разделить на три группы. В гипотезах пассивного рифтогенеза ведущая роль отводится внешним факторам: влиянию коллизии Индостанской и Евразийской литосферных плит [Зоненшайн, Савостин, 1979; Molnar, Tarronnier, 1975; Tarronnier, Molnar, 1979] или его сочетанию с воздействием субдукции Тихоокеанской плиты [Delvaux et al., 1997; Lebedev et al., 2006; Petit, Déverchère, 2006]. В гипотезах активного рифтогенеза в качестве основной причины рассматриваются особенности глубинного строения региона:

наличие мантийного диапира или астеносферного выступа [Зорин, 1977; Зорин и др., 1986; Zorin et al., 1990]. Компромиссные гипотезы синтезируют два противоположных взгляда на ведущую роль местных и внешних геодинамических механизмов формирования Байкальского рифта [Зорин, Турутанов, 2005; Chemenda et al., 2002; Lesne et al., 2000; Petit et al., 1998; Zorin et al., 2003]. В них предполагается, что в Прибайкалье действует как местный мантийный энергетический источник, приводящий к возникновению локальных тектонических сил растяжения литосферы в направлении северо-запад–юго-восток, так и глобальное сжатие земной коры в направлении север–северо-восток–юг–юго-запад, вызванное столкновением Индостана и Евразии.

Несмотря на то, что исследованиям глубинного строения рассматриваемой территории посвящено довольно много работ, использующих различные сейсмологические методы (глубинное сейсмическое зондирование (ГСЗ), методы функции приемника и сейсмической томографии по объемным и поверхностным волнам), результаты проведенных исследований зачастую довольно сильно различаются между собой. Это в свою очередь приводит к тому, что многие вопросы, связанные с геодинамикой Байкальского рифта, его пространственной изолированностью и особым положением в Центральной Азии до сих пор не находят однозначного ответа.

В связи с этим, в обзоре были поставлены следующие задачи:

1. Обобщить имеющиеся на данный момент модели глубинного строения земной коры и мантии Байкальского рифта.
2. Рассмотреть их с точки зрения различных гипотез образования рифта, привлекая дополнительные геофизические данные.

## СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

К настоящему времени основные данные о строении земной коры Прибайкалья получены методами ГСЗ, функции приемника по продольным ( $P$ ) и поперечным ( $S$ ) волнам и томографии по объемным волнам. Следует отметить, что первые два метода, описанные в работах [Крылов и др., 1981; Kosarev et al., 1993; Vinnik, 1977; Vinnik et al., 2004], позволяют более надежно определять глубины залегания сейсмических границ внутри коры и характеризуются более высоким пространственным разрешением по сравнению с методом томографии по объемным волнам, предложенным в работах [Кулаков, 1999; Яковлев и др., 2007]. Однако существенным преимуществом последней для Прибайкалья, где сеть сейсмических станций является довольно редкой и неравномерной, является то, что она позволяет проследить

особенности глубинного строения для большей территории. Все проведенные исследования показывают, что земная кора имеет слоисто-блоковое строение как в зоне Байкальского рифта, так и на прилегающих участках Сибирской платформы и складчатых областей Забайкалья. Далее рассмотрим основные особенности строения коры изучаемой территории: мощность осадочных отложений, распределения скоростей  $P$ - и  $S$ -волн в горизонтальном и вертикальном направлениях, мощность коры.

### Мощность осадочных отложений

По данным ГСЗ, мощность осадочного слоя в Байкальском рифте тесно связана с его морфологией [Крылов и др., 1981]. Под большей частью рифтовых впадин она составляет от 1 до 3 км, а под Южно-Байкальской впадиной доходит до 6 км. В то же время под межвпадинными горными перемычками осадочный слой практически отсутствует. Последующие детальные работы, проведенные методом отраженных волн (МОВ) [Hutchinson et al., 1992b], показали вертикальную и горизонтальную неоднородность осадочного слоя под акваторией оз. Байкал [Hutchinson et al., 1992a; Scholz et al., 1993]. Согласно полученным данным, по вертикали было выделено 2 горизонта осадков, верхний из которых имеет толщину 1–2 км, а нижний – 1.5–6 км. В горизонтальном направлении мощность осадков изменяется от 4.5 км под Северо-Байкальской впадиной до более чем 8 км под Южно-Байкальской. Близкие значения мощности осадков (до 9 км) были получены методом преломленных волн (МПВ) для профиля, расположенного вдоль Южно-Байкальской впадины [Ten Brink, Taylor, 2002]. При этом по данным МПВ отмечается тенденция увеличения скоростей  $P$ -волн при увеличении толщины слоя, а деление его на 2 горизонта отсутствует. Последнее может быть связано с тем, что по детальности и точности построения сейсмических границ метод МПВ уступает МОВ. Результаты, полученные по данным МОВ/МПВ для профиля BEST, начинающегося на Сибирской платформе и заканчивающегося в Забайкалье недалеко от границы с Монголией, демонстрируют схожие тенденции в распределении скоростей  $P$ -волн внутри осадочного слоя и позволяют проследить его асимметрию вкострости простираения Южно-Байкальской впадины [Nielsen, Thybo, 2009a; 2009b]. Так, возле западного борта мощность осадков достигает 10 км и уменьшается до 8.5 км возле восточного. При этом выделяется три горизонта осадочных отложений: первый расположен на глубинах до 1.5 км и имеет среднюю скорость  $P$ -волн  $V_p = 1.48$  км/с; второй – в интервале глубин 1–5 км с  $V_p = 1.9$  и 3.6 км/с на его верхней и нижней границах соответственно; третий – на глубинах 5–10 км с  $V_p$  от

4.5 до 5.3 км/с. Близкие значения мощности осадков и их асимметричное накопление под вышеупомянутой впадиной также были получены по результатам детальных исследований ГСЗ на акватории южной части оз. Байкал [Сун Юншен и др., 1996].

Таким образом, для Байкальского рифта характерно неоднородное строение осадочного слоя, который практически отсутствует под межвпадинными горными перемычками и имеет мощность от 1 до 10 км под рифтовыми впадинами. Отметим, что описанные выше достаточно существенные вариации мощности осадков (до 10 км) абсолютно не отражены в региональной модели SibCrust [Cherapanova et al., 2013], охватывающей центральную и северо-восточную части рифта и основанной на компиляции данных ГСЗ и результатов, полученных методом функции приемника. То же самое относится и к наиболее актуальной на настоящий момент глобальной модели земной коры CRUST 1.0 [Laske et al., 2013]. Указанное противоречие, вероятно, обусловлено более грубым горизонтальным разрешением этих моделей по сравнению с результатами специальных исследований.

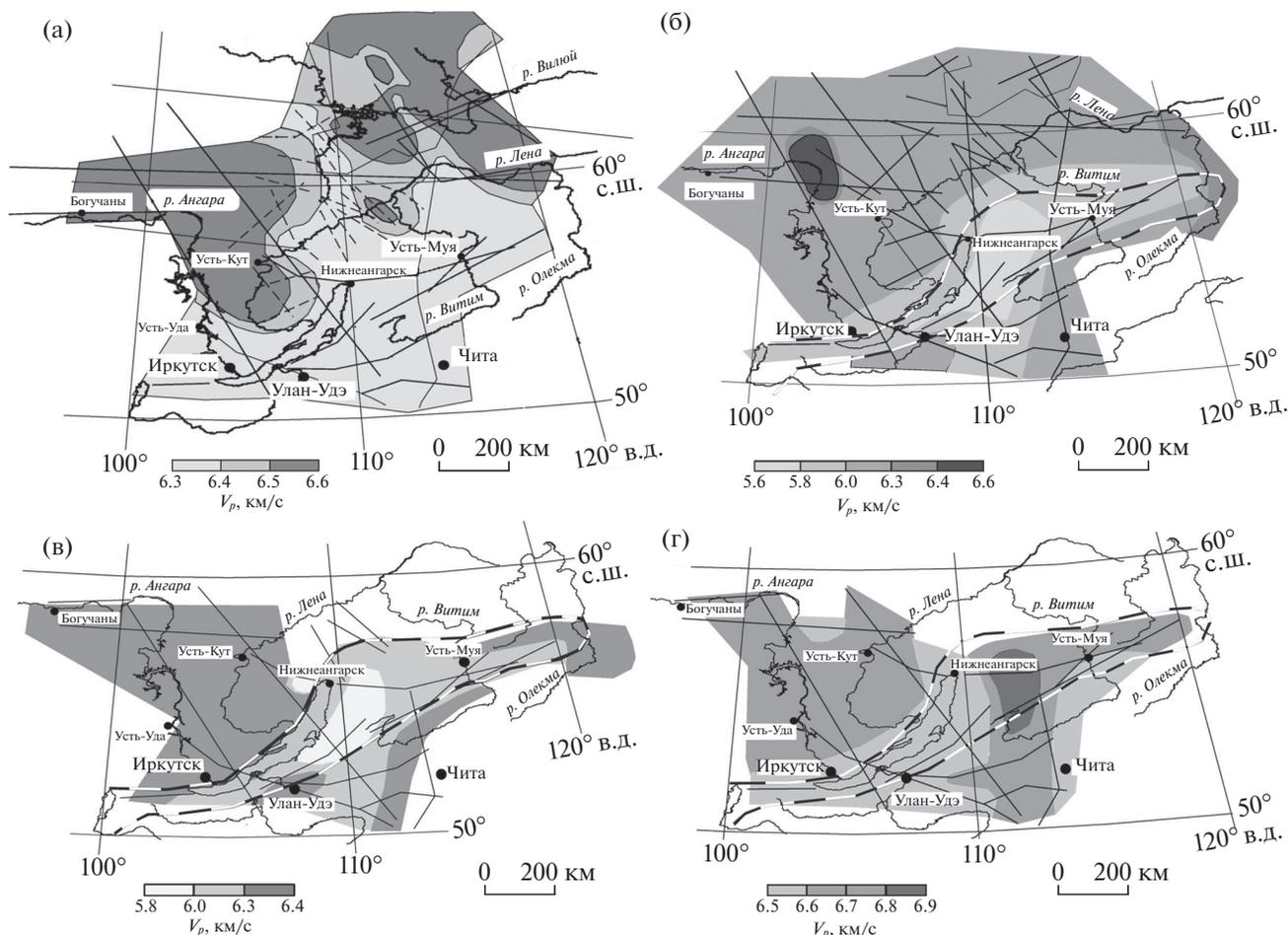
#### Распределения скоростей *P*- и *S*-волн

Средняя скорость *P*-волн во всей толще коры под Байкальским рифтом и Забайкальем, если исключить участки впадин, выполненные осадочными породами большой мощности, по данным ГСЗ составляет  $6.4 \pm 0.1$  км/с (рис. 2) [Крылов и др., 1981; Suvorov et al., 2002]. При этом в интервалах глубин 0–10 и 10–20 км под большей частью рифта  $V_p$  изменяется от 5.8 до 6.2 км/с, с минимумом, приуроченным к Баргузинской, Кичерской и Верхнеангарской впадинам. В нижней коре характер распределения скоростей *P*-волн (6.5–6.9 км/с) довольно сильно изменяется. Наиболее яркой его чертой является максимум скоростей под Верхнеангарской и Ципинской впадинами. Близкие тенденции в латеральном распределении скоростей *P*- и *S*-волн в пределах центральной и северо-восточной частей рифта выявлены по данным локальной томографии с одновременной релокацией источников (рис. 3) [Кулаков, 1999; Яковлев и др., 2007]. Отметим, что последняя позволяет проследить общие закономерности в строении коры на всей территории юго-западного фланга рифта, слабо перекрытой профилями ГСЗ [Крылов и др., 1981; Suvorov et al., 2002]. В частности, результаты томографической реконструкции показывают, что практически вся толща земной коры данной территории, за исключением верхних 5 км, характеризуется пониженными скоростями сейсмических волн по сравнению с остальным рифтом (рис. 3) [Яковлев и др., 2007]. В то же время этот минимум

практически не отражен в модели ГСЗ (рис. 2) [Suvorov et al., 2002].

По вертикали особенностью строения земной коры Байкальского рифта, выявленной методами ГСЗ [Крылов и др., 1981; 1993; Мишенькин и др., 1999] и приемной функции *P*-волн [Мордвинова и др., 2016; 2019], является наличие внутрикорового волновода. Причем в некоторых работах выделяется даже не один, а несколько слоев пониженной скорости в коре [Мордвинова, Артемьев, 2010; Zorin et al., 2002]. Волновод представлен совокупностью коротких пологозалегающих площадок с понижением скорости продольных и поперечных сейсмических волн на 0.2–0.3 км/с относительно вмещающей среды и имеет переменную глубину залегания в интервале 11–22 км. Он обнаружен практически под всеми рифтовыми впадинами, где его мощность достигает около 5 км. Исключение, возможно, представляет Южно-Байкальская впадина, для которой по имеющимся профилям ГСЗ [Крылов и др., 1981; Сун Юншен и др., 1996], результатам локальной томографии по объемным волнам [Мельникова и др., 2013а] и данным МОВ и МПВ [Nielsen, Thybo, 2009а; 2009b; Ten Brink, Taylor, 2002], слой пониженной скорости в средней части коры не выявлен. Однако вопрос о его существовании или отсутствии под остальными частями Южно-Байкальской впадины не может быть однозначно решен до появления детальных трехмерных моделей глубинного строения земной коры рассматриваемой территории, которые на текущий момент отсутствуют. Для горных сооружений на юго-западном фланге рифта волновод расположен примерно в том интервале глубин, что и под впадинами [Мордвинова и др., 2016], в то время как на северо-востоке (например, под Северо-Муйским хребтом) он расположен на больших глубинах – 17–22 км [Крылов и др., 1981].

Основной причиной образования внутрикорового волновода в Байкальском рифте, учитывая, что по глубине залегания он совпадает со слоем повышенной электропроводности [Попов и др., 1995], по всей видимости, является трещиноватость пород и их насыщенность флюидами, обладающими низким электрическим сопротивлением. При этом сами флюиды, как предполагается, поступают в кору из мантии [Летников и др., 1977]. Это хорошо согласуется с представлениями о том, что адвекция эндогенных флюидов (конвективный теплоперенос) вносит существенный вклад в наблюдаемые величины теплового потока [Голубев, 2007]. Интересным также является тот факт, что глубина залегания волновода, по-видимому, находится в обратной зависимости от значений теплового потока, учитывая, что средние величины теплового потока под горными массивами Байкальского рифта почти в два раза ниже, чем под рифтовыми впадинами [Голубев, 2007].

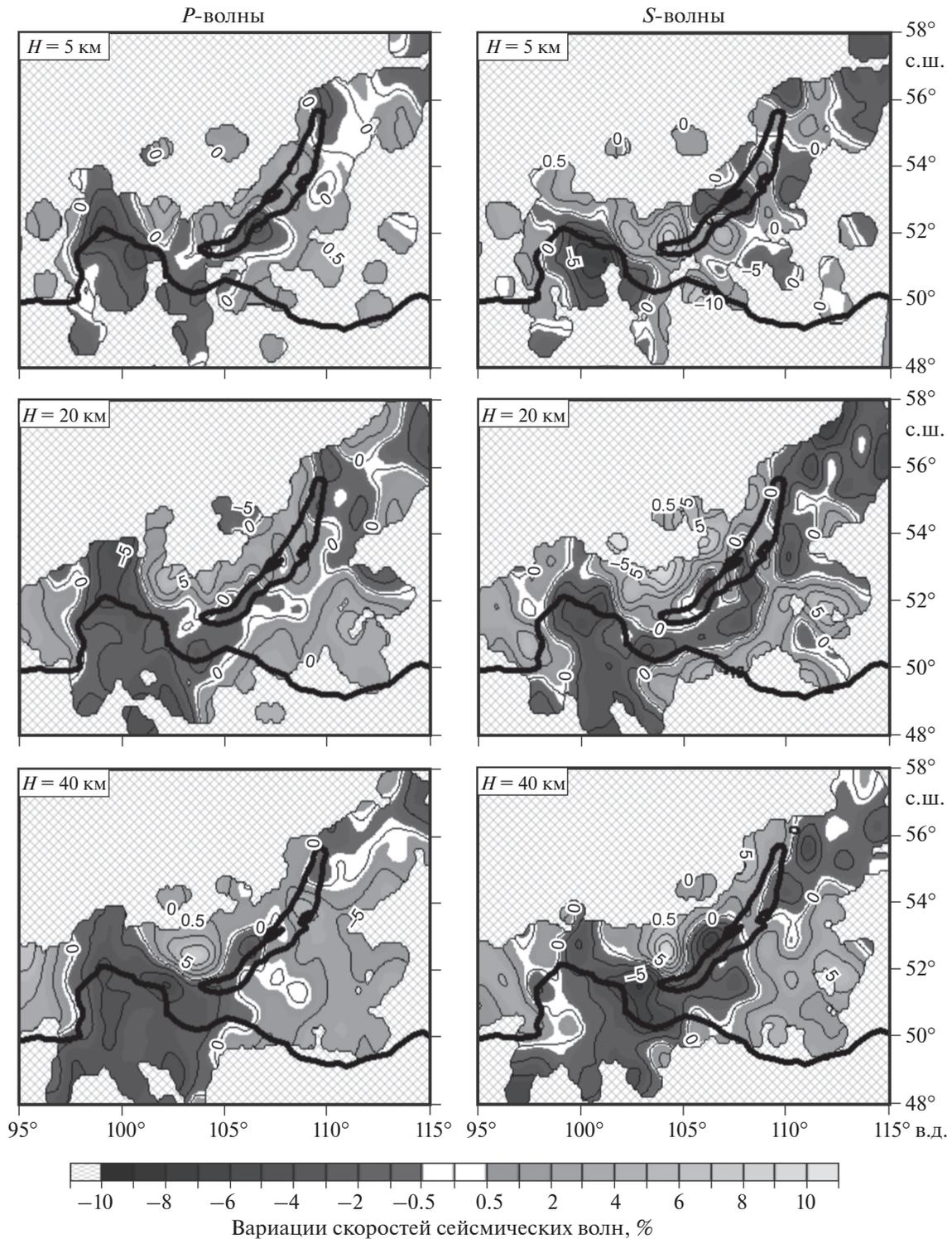


**Рис. 2.** Средние скорости  $P$ -волн во всей толще земной коры (а) и в диапазонах глубин 0–10 км (б), 10–20 км (в) и от 20 км до границы Мохо (г) согласно данным ГСЗ [Suvorov et al., 2002]. Сплошными линиями обозначены профили ГСЗ, в т.ч. сверхдлинные профили “Рифт” и “Метеорит”. Пунктирные линии соответствуют профилям, для которых использованы только отраженные фазы  $PmP$  (а). Утолщенной черно-белой линией показана граница Байкальского рифта (б)–(г).

### Мощность коры

Наибольшую дискуссию, пожалуй, до сих пор вызывает вопрос о мощности земной коры под Байкальским рифтом, рассматриваемый в достаточно большом количестве публикаций. Общие для всех проведенных исследований крупномасштабные тенденции в топографии границы Мохо хорошо отражены в глобальной модели CRUST 1.0 [Laske et al., 2013] и сводятся к следующему (рис. 4). Наибольшая толщина коры (44–50 км) наблюдается на юго-западном фланге рифта, причем как под рифтовыми впадинами, так и под горными сооружениями Восточного Саяна и Хамар-Дабана. Близкие средние значения мощности получены в результате исследований методом функции приемника [Винник и др., 2017; Мордвинова и др., 2016; 2019; Gao et al., 2004; Zorin et al., 2002], инверсии фазовых скоростей поверхностных волн для трассы между парой сейсмиче-

ских станций TLY–ULN (Талая–Улан-Батор) [Lebedev et al., 2006] и по данным ГСЗ [Крылов и др., 1981; Suvorov et al., 2002]. При этом на локальных участках толщина коры может достигать 55 км [Крылов и др., 1981; Мордвинова и др., 2016; 2019; Suvorov et al., 2002]. Под большей частью акватории оз. Байкал глубина Мохо составляет около 38–40 км [Крылов и др., 1981; Павленкова, 2006; Nielsen, Thybo, 2009a; 2009b; Pavlenkova G.A., Pavlenkova N.I., 2006; Suvorov et al., 2002; Ten Brink, Taylor, 2002]. Под отдельными районами Южно-Байкальской впадины кора утонена до ~35 км [Крылов и др., 1981; Мордвинова, Артемьев, 2010; Сун Юншен и др., 1996; Gao et al., 2004; Suvorov et al., 2002; Zorin et al., 2002] или даже до 30 км [Винник и др., 2017]. Для наименее исследованного северо-восточного фланга рифта согласно модели CRUST 1.0 толщина коры изменяется в диапазоне 40–44 км с максимумами в Баргузинском и Северо-Муйском районах (рис. 4). Это хо-



**Рис. 3.** Вариации скоростей *P*- и *S*-волн в коре на различных глубинах по данным локальной томографии [Яковлев и др., 2007]. Параметры 1D-референтной модели, относительно которой показаны вариации скоростей, приведены в работе [Яковлев и др., 2007].

рошо согласуется с данными ГСЗ, хотя максимумы мощности занимают несколько меньшую площадь [Suvorov et al., 2002]. Согласно региональной модели SibCrust [Cherepanova et al., 2013] северо-во-

сточный фланг рифта характеризуется даже большими значениями мощности коры (до 48 км).

Существенные отклонения от вышеперечисленных тенденций демонстрирует модель [Яко-

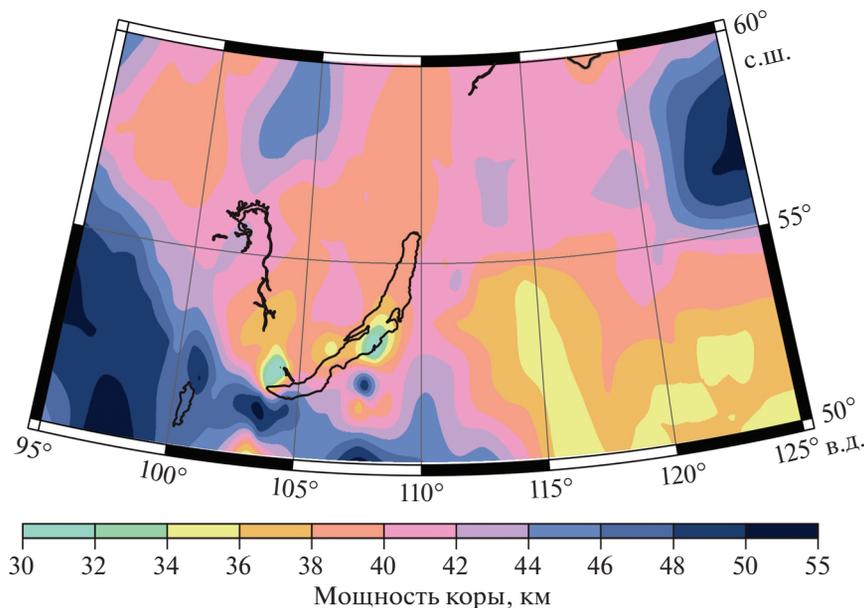


Рис. 4. Мощность земной коры согласно глобальной модели земной коры CRUST 1.0 [Laske et al., 2013] с дополнениями по работе [Винник и др., 2017].

влев и др., 2007], в которой минимальные значения глубины Мохо (до 30 км) приурочены к южной оконечности оз. Байкал, Тункинской и Бусингольской впадинам. Такое несоответствие может быть обусловлено тем, что в используемом методе локальной томографии в отличие от устойчиво восстанавливаемых в процессе инверсии скоростей сейсмических волн, результирующие значения мощности коры сильно зависят от набора исходных данных. Это хорошо демонстрирует тест, в котором инверсия проводилась для двух независимых выборок. Общая выборка разделялась произвольным образом на две подгруппы: в одну из них входили источники с четными номерами, в другую – с нечетными. В результате для одних и тех же областей вариации в глубине Мохо, полученной по разным подгруппам исходных данных, составили до 10 км [Яковлев и др., 2007].

Для прилегающих к Байкальскому рифту областей Сибирской платформы и Забайкалья преобладающие значения толщины коры лежат в диапазоне 38–42 км (рис. 4) [Крылов и др., 1981; Gao et al., 2004; Pavlenkova G.A., Pavlenkova N.I., 2006; Suvorov et al., 2002]. Таким образом, значения мощности коры в зоне рифта и соседних регионах практически одинаковы, что также видно на рис. 4. Существование районов с утоненной корой (например, под Южно-Байкальской впадиной), не дает достаточно оснований для вывода об ее утонении вдоль всей оси рифта, т.к. это противоречит данным по юго-западному и северо-восточному флангам рифта, а свидетельствует,

скорее, о ее неоднородном разломно-блоковом строении. Аналогичные заключения были сделаны по результатам исследования поля силы тяжести [Petit, Déverchère, 2006] и совместной инверсии гравиметрических и сейсмологических данных [Tiberi et al., 2003].

## СТРОЕНИЕ МАНТИИ

Строение мантии Байкальского рифта, особенно ее верхней части, было исследовано с помощью различных сейсмологических подходов. Трехмерные распределения крупномасштабных неоднородностей скоростей  $P$ - и  $S$ -волн построены методами сейсмической томографии по объемным и поверхностным волнам. Подробное описание этих методов приведено в работах [Яновская, 2001; 2015; Barmin et al., 2001; Bijwaard et al., 1998; Bushenkova et al., 2002; Debayle, Sambridge, 2004; Koulakov et al., 2002; Lebedev et al., 2005; Priestley, Debayle, 2003; Shapiro, Ritzwoller, 2002; Zhao, 2001]. Для подкорового слоя мантии ценные результаты получены в результате маршрутно-площадных работ методом ГСЗ, дополненных данными интерпретации записей региональных землетрясений на сети сейсмических станций Прибайкалья [Крылов и др., 1981]. Более детальные исследования глубинного строения были проведены методами приемной функции  $P$ - и  $S$ -волн, предложенными в работах [Farra, Vinnik, 2000; Vinnik, 1977]. Однако из-за плохой оснащенности региональной сети сейсмических станций широкополосной аппаратурой, резуль-

тирующие модели построены лишь для отдельных районов юго-западного фланга и центральной части рифта. Далее рассмотрим основные особенности строения мантии изучаемой территории: распределения скоростей  $P$ - и  $S$ -волн на различных глубинах, мощность литосферы, положение фазовых границ на глубинах 410 и 660 км.

### Распределения скоростей $P$ - и $S$ -волн

Практически во всех исследованиях глубинного строения Байкальского рифта обнаруживается слой верхней мантии с аномально низкими скоростями сейсмических волн. Однако данные о мощности этого слоя и его возможной связи с астеносферой существенно различаются у разных авторов.

Первая группа исследователей полагает, что низкоскоростной слой имеет большую мощность и сам является астеносферой. В частности, на это указывают запаздывания времен пробега  $P$ -волн (порядка 0.8–1.5 с) от удаленных землетрясений и взрывов в Байкальском рифте по отношению к временам, измеренным на станциях, расположенных на Сибирской платформе [Рогожина, Кожевников, 1979]. Интерпретация наблюдаемых запаздываний показала, что верхняя граница слоя аномальной мантии расположена непосредственно под корой, а его нижняя граница лежит на глубине около 600 км. Близкие оценки мощности этого слоя были получены по результатам телесеismicкой томографии по  $P$ -волнам, выполненной для Южно-Байкальской впадины, горных сооружений Хамар-Дабана и прилегающих территорий Сибирской платформы и Забайкалья [Zhao, 2006]. В два раза меньшая глубина нижней границы низкоскоростного слоя (до 300 км) рассчитана для той же территории в работах [Gao et al., 1994b; 2003] с использованием различных методов инверсии времен запаздывания  $P$ -волн. Как и в предыдущих двух случаях, положение его верхней границы, отождествляемой с переходом литосфера–астеносфера, получено непосредственно под корой. Т.е. согласно данным работам мощность литосферы под Байкальским рифтом не превышает 50 км. Недостатком проведенных расчетов является начальное предположение о том, что наблюдаемые значения запаздываний  $P$ -волн обусловлены исключительно вариациями глубины границы литосфера–астеносфера, что может привести к существенному ее занижению. Наконец, минимальная мощность слоя аномальной мантии (от границы Мохо до 157 км) получена в рамках изучения глубинного строения континентальных рифтовых зон [Achaueg, Masson, 2002], где для рассматриваемой в обзоре территории были использованы те же исходные данные, что и в работах [Gao et al., 1994a; 1994b; 1997]. Об-

щая глубинность исследований при этом составляла около 330 км.

Исходя из рис. 5, томографические модели [Koulakov, 2011; Koulakov, Bushenkova, 2010] хорошо согласуются с представлениями о том, что слой пониженных скоростей  $P$ -волн под Байкальским рифтом расположен на глубинах от подошвы коры до ~200 км. Однако, как подчеркивают сами авторы, для использованных ими исходных данных полученные скоростные неоднородности в верхней мантии, по крайней мере до 100 км, могут быть существенно искажены влиянием коры. Кроме того, сделать однозначный вывод о наличии единого во всем интервале глубин слоя пониженных скоростей не позволяет и довольно грубое вертикальное разрешение этих моделей.

Отметим, что вышеупомянутые работы, свидетельствующие о том, что астеносфера под Байкальским рифтом находится непосредственно под подошвой коры, противоречат результатам изучения теплового потока [Голубев, 2007], геомагнитного [Середкина, Филиппов, 2019a], геоэлектрического [Поспеев, 2012] и, частично, гравитационного полей [Petit, Déverchère, 2006]. Кроме того, они не согласуются с отсутствием проявлений вулканизма в рифтовых впадинах за исключением Тункинской и Хубсугульской (рис. 1) и данным по мантийным ксенолитам [Kiselev, Popov, 1992; Ionov, 2002; Ionov et al., 1995] (более подробное рассмотрение геолого-геофизических данных см. в разделе “Обсуждение”).

Более сложное строение верхней мантии как в горизонтальном, так и в вертикальном направлении выявлено, в первую очередь, по данным ГСЗ и интерпретации записей региональных землетрясений на сети сейсмических станций Прибайкалья [Крылов и др., 1981]. Результаты проведенных исследований показывают, что для большей части Байкальского рифта слой аномальной мантии отделен от астеносферы достаточно мощной (в первые десятки километров) толщей пород со скоростями  $P$ -волн около 8.1 км/с, т.е. не отличающимися от таковых под соседними территориями Сибирской платформы. Мощность слоя пониженных скоростей существенно изменяется по латерали (от 10 до 40 км) и в среднем составляет 21 км. Наибольшие его мощности получены южнее сочленения Северо- и Южно-Байкальской впадин (40 км), к востоку от северного окончания озера (30 км) и на юго-западном фланге рифта (20–30 км). Между этими областями толщина аномального слоя не превышает 10 км, а на северо-восточном фланге установлено его прерывистое распространение. Выклинивание этого слоя на локальных участках рифта может служить объяснением тому, что пониженные скорости  $P$ -волн в мантии не были обнаружены для сейсмических профилей, пересекающих отдельные участки

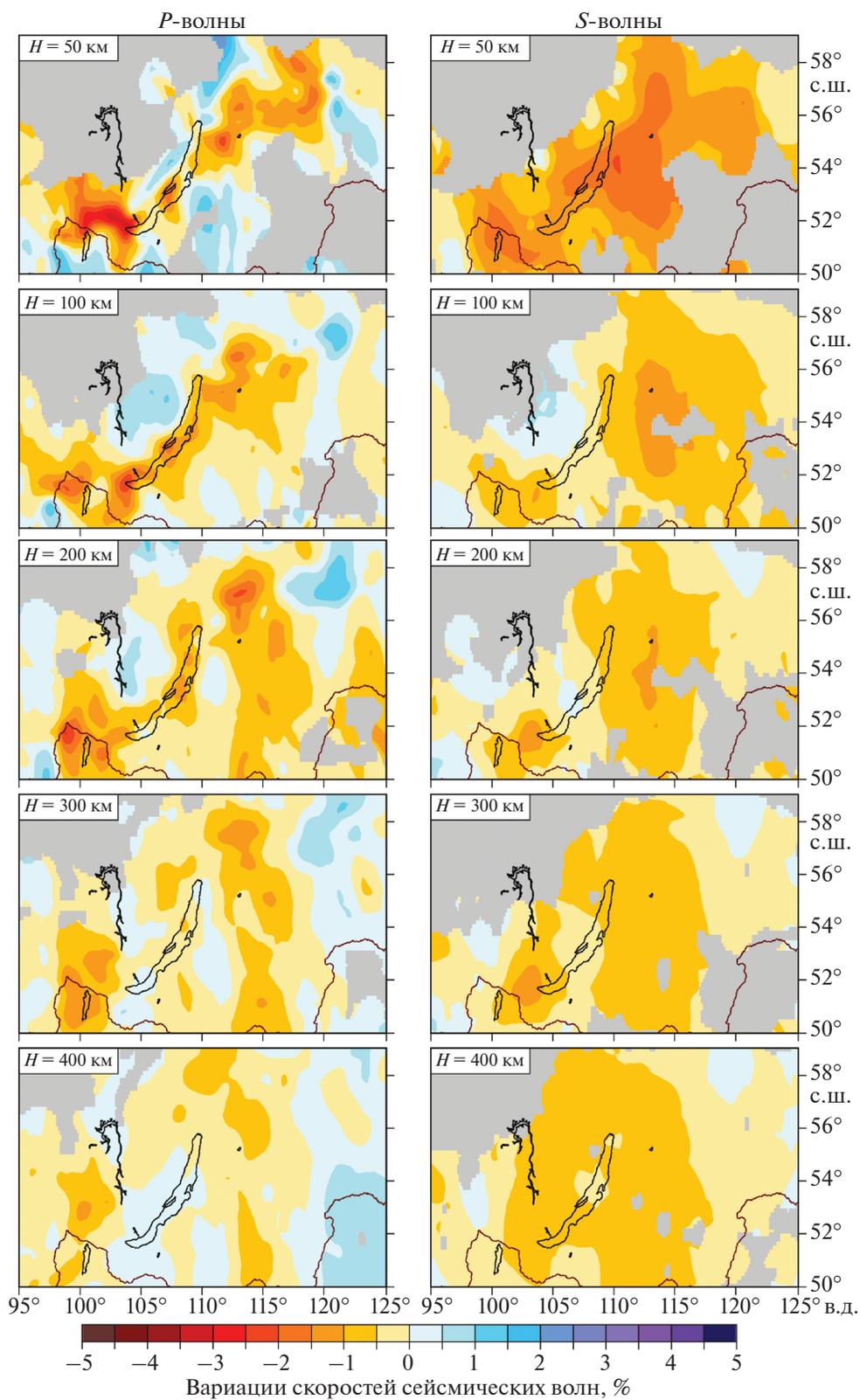


Рис. 5. Вариации скоростей  $P$ - и  $S$ -волн на различных глубинах относительно модели АК 135 [Kennett et al., 1995] по данным региональной томографии [Koulakov, 2011].

Северо-Байкальской [Павленкова, 2006; Pavlenkova G.A., Pavlenkova N.I., 2006] и Южно-Байкальской впадин [Nielsen, Thybo, 2009a; 2009b; Ten Brink, Taylor, 2002].

Наличие непосредственно под подошвой коры низкоскоростного слоя, отделенного от астеносферы слоем со скоростями, типичными для платформенных структур, может быть проинтерпретировано в рамках одной из компромиссных гипотез, учитывающих роль местных и внешних геодинамических механизмов формирования Байкальского рифта, изначально предложенной при интерпретации данных ГСЗ [Крылов и др., 1981] и впоследствии развитой в работах [Кузнецова и др., 2004; Кожевников и др., 2014]. В ней предполагается, что образование аномального слоя обусловлено выталкиванием разогретого пластичного вещества из астеносферы по разломным зонам на границе между рифтом и Сибирской платформой. Этот процесс обусловлен общей направленностью движения литосферных плит и разницей между мощностью слоя литосферы под структурами Монголо-Охотского складчатого пояса и платформой. Таким образом, внедрение вещества астеносферы под подошву коры вызвало образование обширного пологого подъема земной коры – регионального Байкальского свода, а горизонтальное его растекание в юго-восточном направлении создало растягивающие напряжения в земной коре, приведшие к образованию Байкальского рифта и проявленные в современном напряженно-деформированном состоянии его литосферы [Seredkina, Melnikova, 2018]. Следует отметить, что сами разломные зоны являются слишком узкими для того, чтобы проявиться в существующих сейсмологических моделях глубинного строения. На существование таких зон указывают, например, результаты 3D-моделирования электромагнитного поля для Южно-Байкальской впадины [Pankratov et al., 2004]. Однако такая модель, предполагающая наличие частично расплавленного мантийного вещества непосредственно под корой, опять же не согласуется с отсутствием проявлений современного вулканизма под большинством рифтовых впадин.

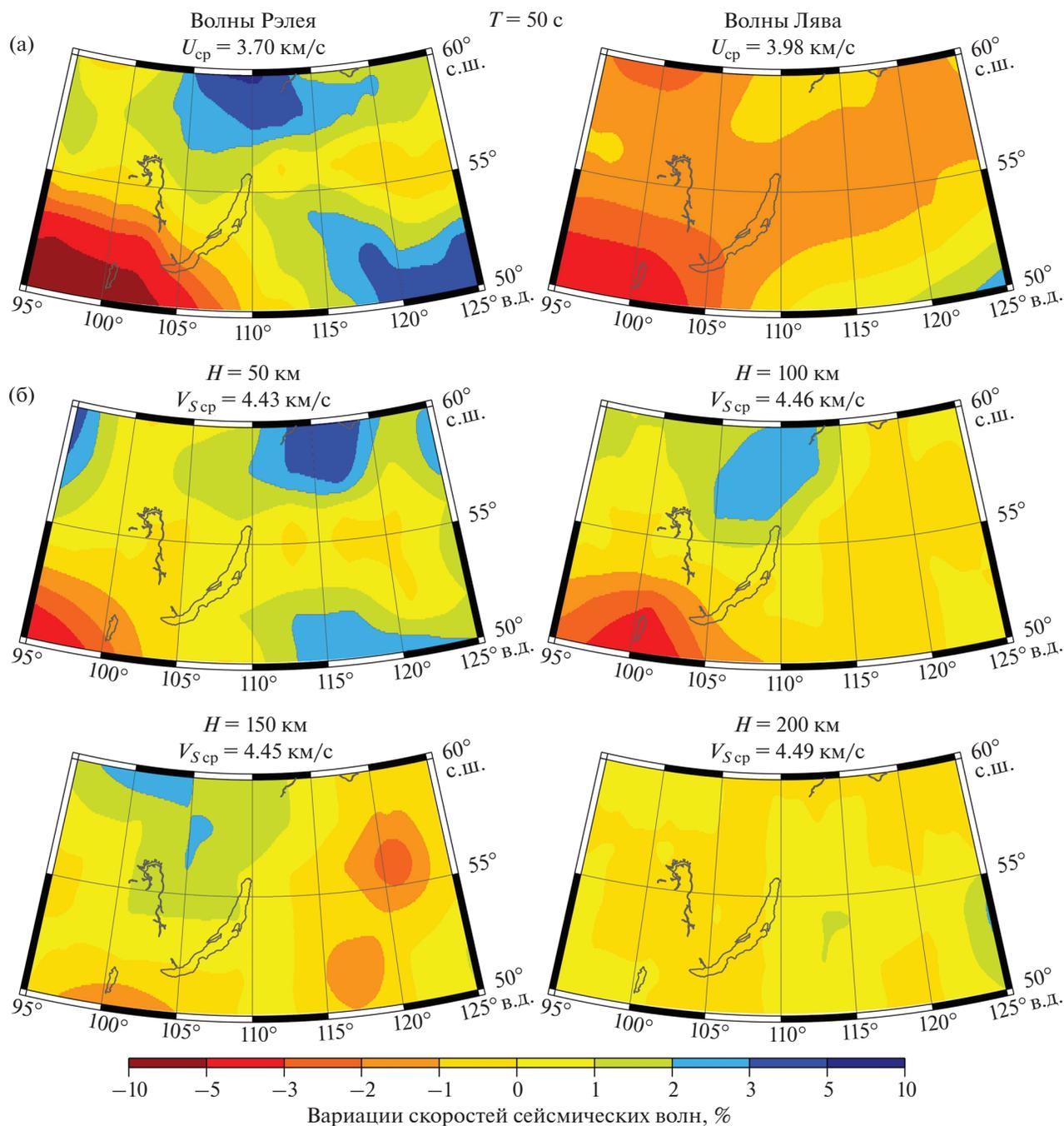
Данное противоречие может быть объяснено при рассмотрении скоростей  $S$ -волн в верхней мантии региона. Так, в томографических моделях [Koulakov, 2011; Koulakov, Bushenkova, 2010] не наблюдается четкого минимума скоростей  $S$ -волн, приуроченного к Байкальскому рифту, в отличие от распределения скоростей  $P$ -волн (рис. 5). Схожая картина получена по результатам многочисленных поверхностно-волновых исследований Азиатского континента, основанных на данных о дисперсии групповых и фазовых скоростей волн Рэлея [Кожевников и др., 2014; Кожевников, Соловей, 2010; Яновская и др., 2008; Schaeffer, Lebedev,

2013; Shapiro, Ritzwoller, 2002; Seredkina et al., 2016; Villasenor et al., 2001; Yanovskaya, Kozhevnikov, 2003], инверсии волновых форм волн Рэлея (включая высшие моды) [Priestley et al., 2006; Pandey et al., 2014] и совместной инверсии записей поверхностных и  $S$ -волн [Friederich, 2003]. Минимум скоростей  $S$ -волн на глубине 50 км и групповых скоростей волн Рэлея на периоде 50 с, характеризующих подкорковый слой мантии, прослеживается лишь на северо-восточном фланге Байкальского рифта (рис. 6), однако абсолютные значения скоростей  $S$ -волн в этом минимуме довольно высоки и составляют около 4.4 км/с.

Наконец, качественно сходное с данными ГСЗ распределение  $P$ -волн в верхах мантии было получено по результатам совместной инверсии приемной функции  $P$ - и  $S$ -волн для отдельных сейсмических станций Прибайкалья [Винник и др., 2017]. При этом пониженные скорости  $S$ -волн на этих же станциях обнаружены не были. Отсутствие понижения скоростей  $S$ -волн и пониженные значения отношения  $V_p/V_s$  в подкорковом слое мантии противоречат предположению о наличии частично расплавленного вещества на этих глубинах [Крылов и др., 1981] и могут являться следствием высокого содержания ортопироксена [Винник и др., 2017]. Аналогичные выводы были сделаны в работе [Поспеев, 2012] в результате анализа данных магнитотеллурических зондирований и региональной геотермии.

### Мощность литосферы

Согласно оценкам в работе [Seredkina et al., 2016], мощность литосферы под рассматриваемым регионом изменяется приблизительно от 80 км под юго-западным флангом рифта до 160 км под северо-восточным. Близкие значения мощности (70–90 км) получены для горных сооружений Хамар-Дабана по фазовым скоростям поверхностных волн и данным комплексного моделирования вещественного состава и строения литосферы [Fullea et al., 2012; Lebedev et al., 2006]. Под Южно-Байкальской впадиной по результатам совместной инверсии гравиметрических и сейсмологических данных граница литосфера–астеносфера расположена на глубине ~80 км [Tiberi et al., 2003]. Для сейсмических станций юго-западного и центрального районов рифта по приемным функциям  $P$ - и  $S$ -волн получены значения глубин от 50 до 100 км [Винник и др., 2017]. Причиной расхождений полученных оценок может служить несоответствие горизонтального разрешения различных методов, а именно большая сглаженность результатов поверхностно-волновой томографии. На это также указывает тот факт, что глубина границы литосфера–астеносфера под близкорасположенными станциями может изменяться весьма существенно [Винник



**Рис. 6.** Вариации групповых скоростей волн Рэля и Лява для периода 50 с (а) и вариации скоростей  $S$ -волн на различных глубинах (б) по данным поверхностно-волновой томографии [Seredkina et al., 2016]. Средние значения скоростей сейсмических волн приведены над соответствующими картами.

и др., 2017]. Так, под двумя станциями Монды (MOY) и Иркутск (IRK), скоростные разрезы под которыми характеризуют строение юго-западного фланга рифта, разница в глубине этой границы составляет около 50 км, в то время как под близкорасположенными к ним станциями Орлик (ORL) и Талая (TLY) эта граница вообще не выделяется.

Таким образом, верхняя мантия под Байкальским рифтом от подошвы коры до глубины около 200 км характеризуется существенной неоднородностью как по вертикали, так и в горизонтальном направлении. Минимальные скорости сейсмических волн в этом интервале глубин приурочены к его юго-западному флангу, в то время как под центральными районами и северо-восточ-

ным флангом наблюдается плавное понижение скоростей от Сибирской платформы к Забайкалью, что особенно хорошо проявлено в распределениях скоростей  $S$ -волн (рис. 5, рис. 6). По результатам различных сейсмотомографических исследований, упомянутых ранее, и данным глобальных моделей [Bijwaard et al., 1998; French, Romanowich, 2014; Kustowski et al., 2008; Ritsema et al., 2011], имеющих большую глубинность, с увеличением глубины вариации скоростей под рассматриваемой территорией не превышают 2%, и они явным образом не связаны с наблюдаемыми на поверхности структурами. Т.е. глубинное строение верхней мантии в интервале глубин 200–410 км, переходного слоя и нижней мантии под Байкальским рифтом не отличается от близлежащих территорий Сибирской платформы и Забайкалья. Однако такой вывод может рассматриваться лишь как предварительный из-за невысокого горизонтального разрешения рассматриваемых глобальных моделей.

#### Положение фазовых границ на глубинах 410 и 660 км

О более сложном строении переходного слоя мантии под Байкальским рифтом могут свидетельствовать оценки положения границ 410 и 660 км, выполненные методом функции приемника под сейсмической станцией Талая, расположенной возле южного окончания оз. Байкал [Liu, Gao, 2006]. Согласно полученным результатам глубина границы 410 км в среднем составила  $421 \pm 2$  км, что практически совпадает со среднемировым значением 418 км [Flanagan, Shearer, 1998]. При этом анализ лучей, приходящих с разных азимутов, показал, что под горными сооружениями Восточного Саяна и Хамар-Дабана глубина этой границы изменяется мало и примерно соответствует среднему значению. Под Сибирской платформой она заглублена относительно него приблизительно на 25 км, а под Южно-Байкальской впадиной приподнята на  $\sim 20$  км. Для границы 660 км было получено среднее значение глубины  $688 \pm 2$  км, существенно превышающее среднемировые 660 км [Flanagan, Shearer, 1998]. Под Сибирской платформой глубина этой границы плавно изменяется в сторону рифта от 708 до 681 км. Под Южно-Байкальской впадиной ее положение не установлено ввиду достаточно близкого расположения землетрясений, используемых для анализа. Наконец, под горными хребтами обнаружено поднятие этой границы относительно средних значений. Из всего этого следует, что зона переходной мантии под Байкальским рифтом утолщена. Однако следует отметить, что оценки из работы [Liu, Gao, 2006], полученные по данным всего одной сейсмической станции, по малому количеству землетрясений в большинстве

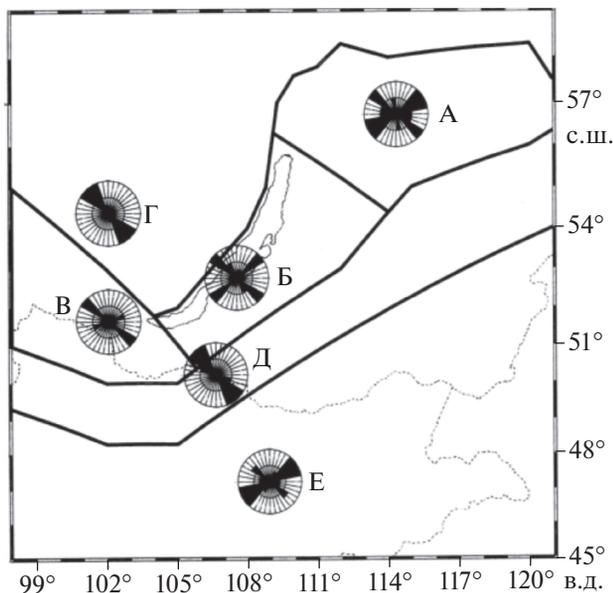
азимутов (за исключением юго-восточного направления), с начальными ограничениями на скоростную модель среды, не могут рассматриваться как надежные. Это также подтверждается данными более поздних исследований [Винник и др., 2017], где для трех близких сейсмических станций, расположенных на юго-западном фланге рифта, среднее дифференциальное время между вступлениями обменных волн  $P660s$  и  $P410s$ , выделяемых в приемных функциях продольных волн, составило 23.9 с, что в точности соответствует стандартному времени для глобальной модели IASP91 [Kennett et al., 1991], т.е. утолщения зоны переходной мантии обнаружено не было.

В настоящее время считается, что ключевым фактором, влияющим на мощность зоны переходной мантии, является температура. Так, в регионах, где температура повышена, например, за счет влияния мантийных плюмов, этот слой утонен, а в холодных зонах субдукции наоборот утолщен [Deuss, 2009; Deuss et al., 2013]. Таким образом, вышеупомянутые немногочисленные сейсмологические данные о положении границ 410 и 660 км указывают на отсутствие существенного прогрева мантии под юго-восточным флангом Байкальского рифта.

#### АНИЗОТРОПИЯ

Анизотропные свойства вещества земной коры и мантии под Байкальским рифтом, как и в большинстве других регионов Земли, в настоящее время изучены достаточно слабо. Основные результаты для рассматриваемой территории получены по расщеплению волны  $SKS$ , позволяющему получить интегральное представление об анизотропии в слое, мощность которого зависит от разницы времен прихода быстрой и медленной  $S$ -волн [Savage, 1990; Vinnik et al., 1989; 1992], а также по данным групповых и фазовых скоростей поверхностных волн. Последние позволяют обнаруживать как азимутальную [Forsyth, 1975; Trampert, Woodhouse, 2003], так и вертикальную анизотропию скоростей сейсмических волн [Яновская, Кожевников, 2006; Chen et al., 2009; Dziewonski, Anderson, 1981; Shapiro, Ritzwoller, 2002; Zhou et al., 2006]. Далее рассмотрим основные закономерности распределения анизотропных свойств, полученные с помощью вышеперечисленных подходов.

Результаты исследований расщепления  $SKS$ -волн, зарегистрированного на станциях Прибайкалья, показывают, что разница времен прихода быстрой и медленной  $S$ -волн составляет от 0.3 до 2.1 с, что соответствует мощности слоя 30–210 км, характеризующегося анизотропией  $\sim 4\%$  [Gao et al., 1994a; 1997]. Для всей исследуемой территории азимуты максимальной скорости изменяются весьма существенно и имеют два преимуще-



**Рис. 7.** Роза-диаграммы азимутов максимальной скорости  $S$ -волн по результатам исследования расщепления  $SKS$ -волн [Gao et al., 1997]. Литерами обозначены районы: А–В – северо-восточный фланг, центральная часть и юго-западный фланг Байкальского рифта соответственно, Г – Сибирская платформа, Д – Забайкалье, Е – Центральная Монголия.

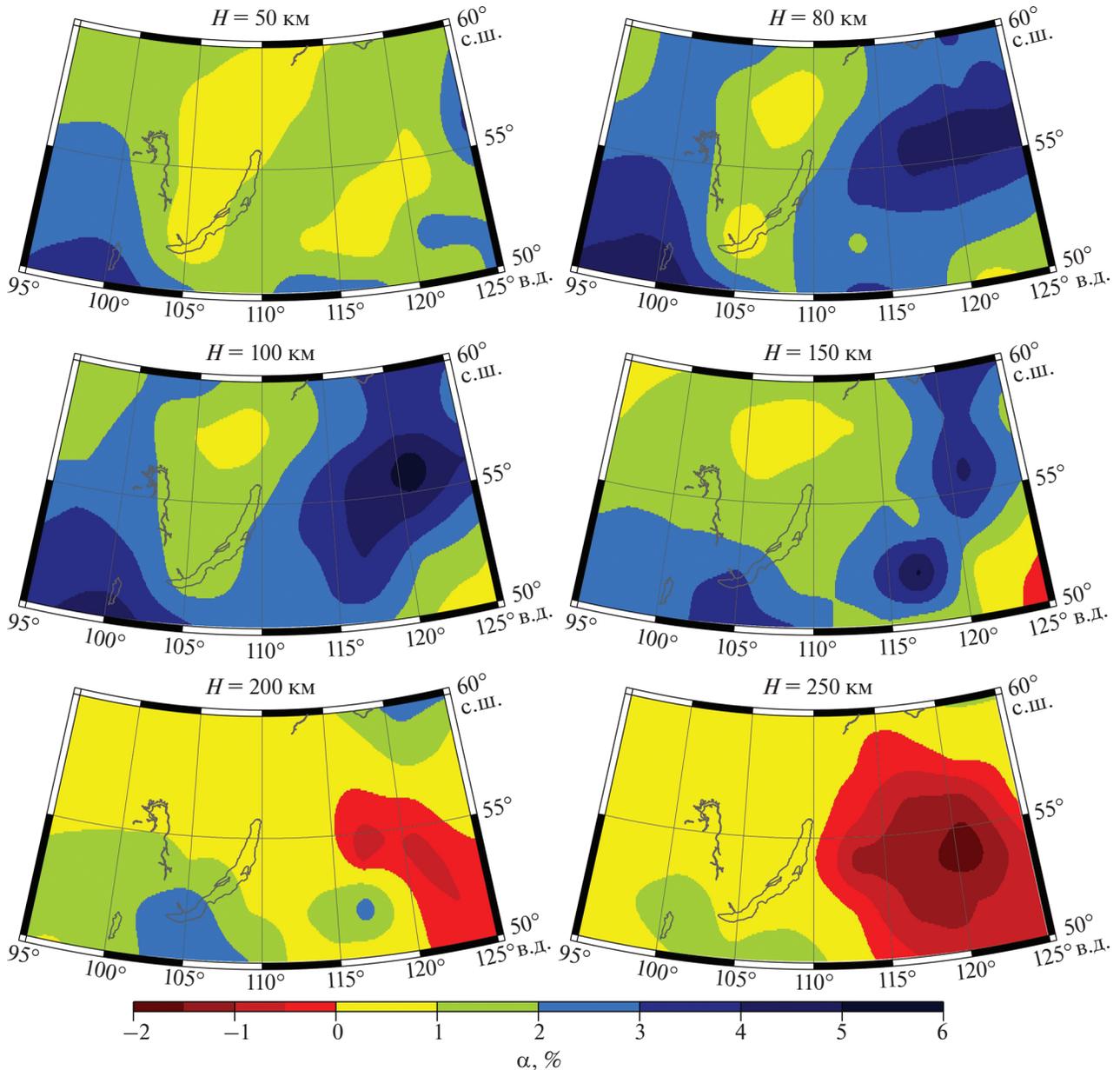
ственных направления:  $60^\circ \pm 20^\circ$  – приблизительно совпадающее с простиранием рифтовых структур и  $140^\circ \pm 20^\circ$  – ортогональное ему (рис. 7). На северо-восточном фланге Байкальского рифта выделяются оба преимущественных направления с небольшим преобладанием север–северо-восточных–юг–юго-западных азимутов. В центральных районах эти направления практически равнозначны. Для юго-западного фланга рифта преобладают азимуты максимальной скорости около  $130^\circ$ . Аналогичная ситуация наблюдается на близлежащих территориях Сибирской платформы и Забайкалья. Отметим, что отсутствие информации о глубинах залегания анизотропных слоев весьма затрудняет интерпретацию полученных результатов и попытки объяснить два выявленных преобладающих направления азимутов максимальной скорости.

В отличие от интегральных по глубине данных, полученных по расщеплению  $SKS$ -волн, поверхностно-волновые исследования азимутальной анизотропии характеризуются лучшим разрешением по вертикали и худшим по горизонтали, т.е. содержат в себе только информацию о крупномасштабных изменениях анизотропных свойств в латерали. Таким несоответствием пространственных масштабов, в частности, можно объяснить тот факт, что результаты, полученные во многих, особенно тектонически стабильных регионах Земли, по объ-

емным и поверхностным волнам довольно хорошо согласуются между собой только по величине анизотропии, но не по преобладающим направлениям максимальной скорости [Montagner et al., 2000; Montagner, 2002]. Для Прибайкалья единственным источником информации об азимутальной анизотропии по поверхностным волнам являются глобальные модели. Согласно последним из них [Debayle, Ricard, 2013; Yuan, Beghein, 2013], азимутальная анизотропия скоростей  $S$ -волн максимальна (2–4%) в слое верхней мантии от подошвы коры до 150 км. При этом в среднем по миру нижняя граница этого слоя составляет около 250 км. С увеличением глубины вещество мантии не теряет полностью свои анизотропные свойства, однако они становятся выражены менее ярко ( $<1\%$ ). Что касается азимутов максимальной скорости, то, как и в случае с  $SKS$ -волнами, выделяются два преобладающих направления: вкрест простирания рифтовых структур преимущественно в диапазоне глубин 50–150 км и параллельное им на больших глубинах. Изменение азимутов практически на  $90^\circ$  отражено и в глобальных моделях [Ekström, 2011; Trampert, Woodhouse, 2003], в которых рассматривается азимутальная анизотропия волн Рэлея и Лява на отдельных периодах из интервала 25–250 с. С увеличением периода направление максимальной скорости также изменяется от перпендикулярно к рифтовым структурам на параллельное.

Вертикальная анизотропия проявляется в различии скоростей волн  $SV$  и  $SH$ , поляризованных в вертикальной и горизонтальной плоскостях и получаемых путем инверсии дисперсионных кривых волн Рэлея и Лява соответственно. Существование вертикальной анизотропии как раз является одной из причин различий карт распределений групповых скоростей этих волн на одних и тех же периодах, проиллюстрированных на рис. 6а и отмеченных во многих предшествующих исследованиях [Середкина и др., 2018; Ma et al., 2014; Ritzwoller, Levshin, 1998]. В стандартной одномерной модели Земли PREM значение коэффициента вертикальной анизотропии в подкоровом слое мантии принимается равным 4.8%, а глубже 220 км вещество мантии считается изотропным [Dziewonski, Anderson, 1981]. Такое же исходное допущение об отсутствии анизотропии на глубинах более 220 км принято в некоторых глобальных и региональных моделях [Shapiro, Ritzwoller, 2002; Villasenor et al., 2001].

Последние региональные и глобальные исследования вертикальной анизотропии, не использующие априорных представлений о распределении анизотропных свойств с глубиной [Середкина и др., 2018; Середкина, Соловей, 2018; Яновская, Акчурина, 2009; Zhou et al., 2006], показывают, что в пределах исследуемой территории она наблюдается до глубины около 250 км (рис. 8). Макси-



**Рис. 8.** Коэффициент вертикальной анизотропии  $\alpha = 2(V_{SH} - V_{SV}) / (V_{SH} + V_{SV})$  на различных глубинах по данным поверхностно-волновой томографии [Середкина, Соловей, 2018].

мальные значения коэффициента анизотропии приурочены к интервалу глубин от подошвы коры до 150 км, что несколько выше полученных ранее с бóльшим осреднением по горизонтали и вертикали оценок 100–200 км [Яновская, Кожевников, 2006]. В этом интервале глубин скорости волн  $SH$  превышают скорости волн  $SV$ , следовательно, вертикальная ось симметрии соответствует медленной скорости [Masters, Shearer, 1995]. Земная кора согласно полученным данным также обладает ненулевой вертикальной анизотропией, вероятно, обусловленной различными причинами в ее верхней и нижней частях [Meiss-

ner et al., 2002]. Под южными районами Сибирской платформы до глубины 250 км значения коэффициента вертикальной анизотропии составляют 1–2% [Середкина и др., 2018; Середкина, Соловей, 2018; Яновская, Акчуринов, 2009], что согласуется с данными исследований стабильных областей Земли различными методами [Fouch, Rondenay, 2006]. Для тектонически активных структур Прибайкалья характерны более высокие значения коэффициента (>2%) и сложное распределение анизотропных свойств по горизонтали и вертикали. Максимальные значения коэффициента вертикальной анизотропии ( $\alpha$  до 6%)

наблюдаются на флангах рифта в мантии от подошвы коры до глубины 150 км, в то время как под Южно- и Северо-Байкальской впадинами преобладают такие же значения  $\alpha$ , как и под соседними областями Сибирской платформы (рис. 8) [Середкина, Соловей, 2018; Lebedev et al., 2006]. В рассматриваемом диапазоне глубин, как показывает сопоставление рис. 6б и рис. 8, регионы, характеризующиеся высокими значениями коэффициента анизотропии, также обладают пониженными значениями скоростей  $S$ -волн. Анизотропия в этих низкоскоростных областях, как предполагается, вызвана влиянием термоупругих деформаций на свойства вещества мантии [Яновская, Кожевников, 2006; Chen et al., 2009].

С увеличением глубины до 250 км сохраняются максимальные значения коэффициента вертикальной анизотропии под юго-западным флангом Байкальского рифта. В центральных районах они близки к нулю, а на северо-восточном фланге появляется обширная область с отрицательными  $\alpha$ , распространяющаяся на смежные территории Забайкалья (рис. 8). Существование отрицательной вертикальной анизотропии ( $V_{SH} < V_{SV}$ ) в мантии долгое время подвергалось сомнению [Яновская, Кожевников, 2006; Dziewonski, Anderson, 1981; Shapiro, Ritzwoller, 2002]. Однако оно было показано в более поздних исследованиях разного масштабного уровня [Середкина, Соловей, 2018; Яновская, Акчурин, 2009; Chen et al., 2009; French, Romanowicz, 2014; Guo et al., 2012; Zhou et al., 2006]. Так, согласно модели [Zhou et al., 2006], для всей Земли в целом на глубинах более 220 км происходит смена знака коэффициента вертикальной анизотропии, возможно, обусловленная изменением характера течения вещества с горизонтального в литосфере и астеносфере на вертикальное в более глубоких слоях мантии. Области с наиболее сильной отрицательной анизотропией (до  $-5\%$ ) приурочены к океанам и бассейнам окраинных морей, в то время как на континентах коэффициент вертикальной анизотропии принимает значения  $-1\dots-2\%$ , что согласуется с результатами последних исследований рассматриваемой в обзоре территории [Середкина, Соловей, 2018; Яновская, Акчурин, 2009].

## ОБСУЖДЕНИЕ

Как было показано ранее, земная кора под Байкальским рифтом имеет неоднородное слоисто-блоковое строение. Наличие смежных блоков, обладающих контрастными скоростями сейсмических волн, плотностью, и, соответственно, прочностью и различной способностью к квазиупругим деформациям, вероятно, является одним из ключевых факторов, контролирующих характер сейсмического процесса [Письменный и др., 1984]. Так, детальные исследования ГСЗ на северо-

восточном фланге рифта показали, что очаги одних из наиболее сильных, произошедших на рассматриваемой территории землетрясений, — Муйского ( $M = 7.6$ , 1957 г.) и Северо-Байкальского ( $M = 6.6$ , 1917 г.) — были расположены в зонах с достаточно сильными вариациями скоростей объемных волн, соответствующих границам крупных тел с повышенными значениями упругих параметров [Крылов и др., 1993; Крылов, Тен, 1995]. Схожие закономерности в глубинном строении коры установлены и для очаговых зон многих сильных и некоторых умеренных землетрясений мира [Hauksson, Haase, 1997; Huang et al., 2002; Lei, Zhao, 2009; Seredkina et al., 2015; 2020; Zhao et al., 1996; 2000].

Неоднородность строения коры Байкальского рифта также проявляется в структуре эпицентрального поля землетрясений. Многолетние наблюдения за сейсмичностью показывают, что она отличается высокой стабильностью и сложной мозаичной структурой [Мельникова и др., 2009а; 2009б; 2013б; Radziminovich et al., 2013]. Двумя главными особенностями площадного распределения эпицентров являются их концентрация в более или менее широкие полосы юго-запад—северо-восточного простирания и отчетливо выраженная поперечная прерывистость эпицентрального поля, проявляющаяся в чередовании крупных областей повышенной и пониженной плотности эпицентров. Наиболее показательным в этом смысле является район Северного Прибайкалья, где пространственно-временное развитие многочисленных сейсмических активизаций подтверждает разноранговую блоковую делимость земной коры [Мельникова, Гилева, 2017; Мельникова и др., 2020]. К сожалению, отсутствие детальных моделей строения коры для всего рифта не позволяет провести сравнительный анализ очаговых зон всех сильнейших землетрясений.

Что касается рассмотренных в обзоре особенностей строения мантии, то, пожалуй, наиболее дискуссионным в этой связи до сих пор остается вопрос о механизме образования Байкальского рифта, т.к. полученные различными авторами результаты предоставляют аргументы как в пользу гипотез активного, так и пассивного и смешанного рифтогенеза. Для дальнейшего обсуждения помимо чисто сейсмологической информации дополнительно рассмотрим другие независимые геофизические и геологические данные.

Тепловое поле Байкальского рифта неоднородно, значения плотности теплового потока изменяются практически от нуля до тысяч мВт/м<sup>2</sup> [Дучков и др., 1999; Голубев, 2000; 2007; Лысак, 2002]. Данные геотермии показывают, что аномалии плотности теплового потока, величины которых в десятки раз превышают фоновые, приурочены к зонам разломов, по которым осуществля-

ется конвективный вынос глубинного тепла [Голубев, 2007]. При этом средние значения для рассматриваемой территории практически лежат между оценками 35–45 мВт/м<sup>2</sup>, полученными для южной части Сибирской платформы, и 50–65 мВт/м<sup>2</sup> в Забайкалье [Лысак, Дорофеева, 1997; Дучков, Соколова, 1997; Лысак, Писарский, 1999]. Судя по этим данным, литосфера под рифтом является достаточно холодной. Низкие оценки температуры в литосфере также дает глобальная модель TC1 [Artemieva, 2006], основанная на измерениях теплового потока, результатах исследований мантийных ксенолитов и данных геоэлектрики. Согласно этой модели температура на глубине 50 км плавно изменяется от 600°C под Сибирской платформой до 800°C в Забайкалье, а нижняя граница термической литосферы, температура на которой составляет 1300°C, лежит в интервале глубин 100–125 км под юго-западным флангом и центральными частями рифта и заглубляется до 150 км под северо-восточным флангом. Следовательно, по данным геотермии и результатам их интерпретации Байкальский рифт не выделяется повышенными значениями плотности теплового потока, высокими температурами в литосфере и ее утонением, что противоречит гипотезам активного рифтинга.

Определенную информацию о строении литосферы можно извлечь по геомагнитным данным. Так, спектральный анализ аномалий геомагнитного поля позволяет определять глубину нижней границы литосферных магнитных источников [Ravat et al., 2007]. На этой границе, представляющей наибольший интерес для дальнейших геодинамических рассуждений, температура достигает температуры точки Кюри основных ферромагнитных минералов, входящих в состав горных пород конкретного региона [Яновский, 1978]. Среднее значение температуры точки Кюри для континентов принимается равным 580°C [Hurt et al., 1995]. Наиболее ранние усредненные оценки глубины нижней границы магнитоактивного слоя литосферы под Забайкальем, Байкальским рифтом и Сибирской платформой составляли 18.5, 19.5 и 32.5 км соответственно [Novoselova, 1978] и указывали на существенный прогрев земных недр под рифтом и прилегающих к нему с юго-востока территорий. Однако результаты последних исследований, использующих большее количество исходных данных, и усовершенствованные методы их инверсии, показывают, что глубина нижней границы литосферных магнитных источников, уменьшающаяся от 42 км под Сибирской платформой до 22 км в Забайкалье, под рифтом составляет около 35 км, т.е. принимает средние по сравнению с окружающими областями значения [Середкина, Филиппов, 2019а; 2019б]. Схожие закономерности продемонстрированы и в глобальных моделях [Li et al., 2017; Tanaka, 2017]. Таким

образом, результаты геомагнитных исследований, как и данные геотермии, также не подтверждают существенного прогрева литосферы под Байкальским рифтом.

Существование астеносферного диапира или выступа, достигающего подошвы земной коры и проявленного в виде интенсивной гравитационной аномалии в редукции Буге, на протяжении многих лет доказывалось в региональных исследованиях поля силы тяжести [Зорин и др., 1988; Logatchev, Zorin, 1992; Zorin et al., 1989]. Впоследствии теми же авторами [Зорин, Турутанов, 2004; 2005; Zorin et al., 2003] был предложен механизм формирования этого выступа за счет поставки горячего материала с глубины 670 км мантийными плюмами. При этом была подчеркнута роль древних структурных неоднородностей литосферы, которые оказались благоприятно ориентированными по отношению к направлению дальнедействующих сил, связанных с Индо-Азиатской коллизией. Отметим, что такой механизм противоречит многим сейсмотомографическим моделям [Koulakov, 2011; Seredkina et al., 2016] и предварительным данным о мощности слоя переходной мантии, полученным методом функции приемника [Винник и др., 2017; Liu, Gao, 2006]. Результаты более поздней инверсии гравиметрических данных [Petit, Déverchère, 2006] не согласуются с предшествующими моделями и их интерпретацией. Они указывают на утонение коры под Байкальским рифтом только в районе Южно-Байкальской впадины (до 34–36 км), дают оценки глубины кровли астеносферы 60–80 км на северо-восточном фланге, 140 км в центральных частях и 50–90 км на юго-западном фланге и обсуждаются с точки зрения пассивного рифтогенеза.

По результатам магнитотеллурических зондирований на территории рифта выделяются коровый и мантийный слои повышенной электропроводности. Проводящий слой в коре расположен на глубинах 12–14 км под Южно-Байкальской впадиной и 25–30 км на северо-востоке рифта и в Забайкалье [Попов и др., 1995]. Существенная изменчивость глубин корового проводящего слоя прослеживается и в последующих исследованиях. Так, для Южно-Байкальской впадины были получены оценки от 4–5 км [Морозова и др., 1999] до 10–20 км [Мороз Ю.Ф., Мороз Т.А., 2012; Поспеев, 2012], а в различных частях Северо-Муйского района этот слой выделяется в трех интервалах глубин: 5–7, 12–13 и 25–30 км [Морозова и др., 1999; Поспеев, 2012]. Изначально в мантии выделялся один слой повышенной электропроводности, отождествляемый с астеносферой. Глубина верхней границы этого слоя в центральной части рифта составляет 100–110 км, а на северо-восточном фланге – 60–70 км [Поров, 1990]. С этими оценками согласуется геоэлектрическая модель, предложенная в работе [Поспеев, 2012],

согласно которой астеносфера под Байкальским рифтом не может быть расположена выше глубин 60–70 км. В северной части Южно-Байкальской впадины в геоэлектрическом разрезе выделяются два мантийных слоя повышенной электропроводности в диапазонах глубин 35–50 и 170–230 км [Мороз и др., 2008; Мороз Ю.Ф., Мороз Т.А., 2012], что в целом неплохо согласуется с данными ГСЗ и поверхностно-волновой томографии. При этом в южной части той же впадины наблюдаемые кривые магнитотеллурических зондирований наилучшим образом удовлетворяют моделям без проводящих слоев в мантии до глубины как минимум 100 км [Коротаев и др., 2018].

Таким образом, результаты большинства геофизических исследований, включая чисто сейсмологические (отсутствие единого утонения коры и литосферы вдоль всей оси рифтовой зоны), противоречат гипотезам активного рифтинга. Это подтверждается и некоторыми геологическими данными. Так, за исключением Тункинской и Хубсугульской впадин, сопутствующие рифтовой зоне вулканические поля расположены вдали от оси рифта (рис. 1), а химический анализ входящих в их состав щелочных базальтов не демонстрирует определенных пространственно-временных закономерностей, которые можно было бы ожидать в результате подъема астеносферного вещества до подошвы коры [Kiselev et al., 1978]. Об отсутствии утонения литосферы свидетельствуют также исследования мантийных ксенолитов, согласно которым астеносфера под рифтом не может быть расположена на глубинах менее 70–80 км [Kiselev, Popov, 1992; Ionov, 2002; Ionov et al., 1995]. Для Витимского вулканического поля характерные значения глубин даже несколько выше и составляют 85–115 км [Johnson et al., 2005].

Тем не менее существующие в настоящее время геофизические модели не позволяют однозначно сделать выбор между чисто пассивным и смешанным механизмами образования Байкальского рифта. Решению этого вопроса могли бы способствовать дальнейшие более детальные геофизические исследования (в последующих ссылках приведены примеры таких работ, выполненных в различных регионах Земли). Например, расширение сети сейсмических станций и выполнение сейсмологических работ методами функции приемника [He et al., 2016] и томографии по объемным [Alexandrakis et al., 2014; Medhus et al., 2012] и поверхностным волнам, в т.ч. по сейсмическому шуму [Roupoint et al., 2018; Shen et al., 2016]; измерения плотности теплового потока и их интерпретация в рамках последних представлений о глубинном теплопереносе [Jaupart et al., 2016]; определения глубин залегания литосферных магнитных источников для всего Прибайкалья и расчет параметров тел, вызывающих грави-

тационные аномалии, с помощью современных методов инверсии [Li, Wang, 2016]; построение трехмерных геоэлектрических моделей [Käuffl et al., 2020] и др. Проведение этих работ особенно актуально для флангов рифта как наименее обеспеченных геофизическими данными территорий.

## ВЫВОДЫ

В результате проведенного обзора были выявлены следующие закономерности в глубинном строении земной коры и мантии Байкальского рифта.

1. Земная кора Байкальского рифта имеет неоднородное слоисто-блоковое строение, что отражается в особенностях сейсмического процесса. Осадочный слой практически отсутствует под межвпадинными горными перемычками и имеет мощность от 1 до 10 км под рифтовыми впадинами. Минимальными скоростями сейсмических волн во всей толще коры характеризуется юго-западный фланг рифта, а на глубинах до 20 км локальный минимум скоростей также приурочен к Баргузинской, Кичерской и Верхнеангарской впадинам. По вертикали особенностью строения коры является наличие волновода в интервале глубин 11–22 км с понижением скорости  $P$ - и  $S$ -волн на 0.2–0.3 км/с относительно вмещающей среды. Мощность земной коры изменяется от 35 до 55 км, наибольшее утолщение коры приурочено к юго-западному флангу рифта. Единого утонения коры вдоль всей оси рифтовой зоны не наблюдается.

2. Верхняя мантия под Байкальским рифтом от подошвы коры до глубины около 200 км характеризуется существенной неоднородностью как по вертикали, так и в горизонтальном направлении. Минимальные скорости сейсмических волн в этом интервале глубин соответствуют его юго-западному флангу, в то время как под центральными районами и северо-восточным флангом они плавно понижаются от Сибирской платформы к Забайкалью. По вертикали особенностью глубинного строения является наличие слоя с пониженными значениями скоростей сейсмических волн ( $V_p \sim 7.8$  км/с), мощность которого составляет от 0 до 40 км под различными частями рифта. Данный слой отделен от астеносферы достаточно мощной (в первые десятки километров) толщей пород со скоростями типичными для соседних областей Сибирской платформы. Оценки мощности литосферы согласно различным авторам под разными частями рифта составляют от 50 до 160 км. Единого утонения литосферы вдоль всей оси рифта, как и в случае с земной корой, не обнаружено.

3. Азимутальная и вертикальная анизотропия вещества верхней мантии под Байкальским риф-

том максимальна в диапазоне глубин от подошвы коры до 150 км. В этом диапазоне глубин наибольшие значения коэффициента вертикальной анизотропии ( $\alpha$  до 6%) наблюдаются на флангах рифта, в то время как под Южно-Байкальской и Северо-Байкальской впадинами преобладают такие же значения  $\alpha$ , как и под соседними областями Сибирской платформы. С увеличением глубины до 250 км на северо-восточном фланге появляется обширная область, распространяющаяся на смежные территории Забайкалья, где  $V_{SV} > V_{SH}$ , что может свидетельствовать о наличии здесь вертикальных мантийных течений. Результаты исследований расщепления SKS-волн и поверхностно-волновые модели показывают, что существуют два преимущественных направления максимальной скорости S-волн: вкрест простирания рифтовых структур преимущественно в диапазоне глубин 50–150 км и параллельное рифтовым структурам на больших глубинах.

4. Результаты большинства геофизических исследований (невысокие значения плотности поверхностного теплового потока и температур в мантии, довольно большие глубины нижней границы литосферных магнитных источников, оценки мощности литосферы по гравиметрическим и геоэлектрическим данным), включая чисто сейсмологические (отсутствие единого утонения коры и литосферы вдоль всей оси рифта), а также некоторые геологические данные противоречат гипотезам активного рифтинга. Однако существующие в настоящее время модели глубинного строения не позволяют однозначно сделать выбор между чисто пассивным и смешанным механизмами образования Байкальского рифта. Для решения этого вопроса необходимо проведение дальнейших более детальных геофизических исследований.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Автор выражает глубокую благодарность доктору геол.-мин. наук В.И. Мельниковой, канд. геол.-мин. наук Я.Б. Радзиминовичу (ИЗК СО РАН) и канд. физ.-мат. наук С.В. Филиппову (ИЗМИРАН) за помощь при подготовке работы к печати и ее обсуждение.

#### ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 19-15-50130.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Винник Л.П., Орешин С.И., Цыдыпова Л.Р., Мордвинова В.В., Кобелев М.М., Хритова М.А., Тубанов Ц.А. Кора и мантия Байкальской рифтовой зоны по данным приемных функций продольных и поперечных волн // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 4. С. 695–709.  
<https://doi.org/10.5800/GT-2017-8-4-0313>

Голенецкий С.И. Сейсмичность Байкальской рифтовой зоны. Континентальный рифтогенез. М.: Советское радио. 1977. С. 56–64.

Голубев В.А. Важнейший экзогенный фактор формирования Байкальской тепловой аномалии. Тепловое поле Земли и методы его изучения. М.: изд-во Российского университета дружбы народов. 2000. С. 179–183.

Голубев В.А. Кондуктивный и конвективный вынос тепла в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск: изд-во “Гео”. 2007. 222 с.

Дучков А.Д., Лысак С.В., Голубев В.А., Дорофеева Р.П., Соколова Л.С. Тепловой поток и геотемпературное поле Байкальского региона // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 3. С. 287–303.

Дучков А.Д., Соколова Л.С. Термическая структура литосферы Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 2. С. 494–503.

Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. М.: Недра. 1979. 311 с.

Зорин Ю.А. Механизм образования Байкальской рифтовой зоны в связи с особенностями ее глубинного строения. Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука. СО. 1977. С. 36–47.

Зорин Ю.А., Балк Т.В., Новоселова М.Р., Турутанов Е.Х. Толщина литосферы под Монголо-Сибирской горной страной и сопредельными регионами // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1988. № 7. С. 34–42.

Зорин Ю.А., Мордвинова В.В., Новоселова М.Р., Турутанов Е.Х. Плотностная неоднородность мантии под Байкальским рифтом // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1986. № 5. С. 43–52.

Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х. Региональные изостатические аномалии силы тяжести и мантийные плюмы в южной части Восточной Сибири (Россия) и в Центральной Монголии // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 10. С. 1248–1258.

Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х. Плюмы и геодинамика Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 7. С. 685–699.

Кожевников В.М., Середкина А.И., Соловей О.А. Дисперсия групповых скоростей волн Рэлея и трехмерная модель строения мантии Центральной Азии // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 10. С. 1564–1575.

Кожевников В.М., Соловей О.А. Трехмерная модель мантии Центральной Азии по данным дисперсии фазовых скоростей волн Рэлея // Вулканология и сейсмология. 2010. № 4. С. 30–39.

Кортаев С.М., Буднев Н.М., Сердюк В.О., Орехова Д.А., Кругляков М.С., Киктенко Е.О., Миргазов Р.Р., Зурбанов В.Л., Горохов Ю.В., Рябов Е.В. Байкальский электромагнитный эксперимент // Геофизические процессы и биосфера. 2018. Т. 17. № 4. С. 92–126.  
<https://doi.org/10.21455/GPB2018.4-6>

Крылов С.В., Мандельбаум М.М., Мишенькин П.Б., Мишенькина Р.З., Петрик Г.В., Селезнев В.С. Недра Байкала (по сейсмическим данным). Новосибирск: Наука. 1981. 105 с.

Крылов С.В., Мишенькина З.Р., Кульчинский Ю.В., Тен Е.Н., Шелудько И.Ф. Характеристика сейсмоактивной литосферы для северо-востока Байкальского региона по данным детальных работ методом ГСЗ на P- и S-волнах // Геология и геофизика. 1993. № 8. С. 110–119.

- Крылов С.В., Тен Е.Н.* Прочностные и упругие свойства очаговых зон сильных землетрясений на участках Байкальского и Северо-Тянь-Шаньского регионов // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 2. С. 137–150.
- Кузнецова К.И., Лукина Н.В., Ребецкий Ю.Л., Михайлова А.В., Кучай О.А.* Деформация земной коры и верхней мантии Восточной Сибири. К проблеме внутриконтинентального орогенеза // Физика Земли. 2004. № 7. С. 3–12.
- Кулаков И.Ю.* Трехмерные сейсмические неоднородности под Байкальским регионом по телесеismicической и локальной томографии // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 3. С. 317–330.
- Летников Ф.А., Карпов И.К., Лашкевич В.В.* Моделирование на ЭВМ мультисистемы  $Fe_2O_3-Fe_3O_4-O_2-H_2$  в интервале 200–1000°C и 1–10000 бар. Флюидный режим земной коры и верхней мантии. Новосибирск. 1977. С. 33–34.
- Логачев Н.А.* Главные структурные черты и геодинамика Байкальской рифтовой зоны // Физическая мезомеханика. 1999. Т. 2. № 1–2. С. 163–170.
- Логачев Н.А.* История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 5. С. 391–406.
- Лысак С.В.* Тепловой поток в зонах активных разломов на юге Восточной Сибири // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 8. С. 791–803.
- Лысак С.В., Дорофеева Р.П.* Геотермический режим верхних горизонтов земной коры в южных районах Восточной Сибири // Докл. РАН. 1997. Т. 352. № 3. С. 405–409.
- Лысак С.В., Писарский Б.И.* Оценка теплового потока по изотопному составу гелия в газовом составе подземных вод Байкальской рифтовой зоны и окружающих районов // Вулканология и сейсмология. 1999. № 3. С. 45–55.
- Мац В.Д.* Возраст и геодинамическая природа осадочного выполнения Байкальского рифта // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 9. С. 1219–1244.
- Мельникова В.И., Гилева Н.А.* О связи сейсмичности Северного Прибайкалья с блоковым строением земной коры // Докл. РАН. 2017. Т. 473. № 4. С. 459–463.
- Мельникова В.И., Гилева Н.А., Арефьев С.С., Быкова В.В., Середкина А.И.* Култукское землетрясение 2008 г. с  $M_w = 6.3$  на юге Байкала: напряженно-деформированное состояние очаговой области по данным об афтершоках // Физика Земли. 2013а. № 4. С. 120–134. <https://doi.org/10.7868/S000233713040078>
- Мельникова В.И., Гилева Н.А., Имаев В.С., Радзиминович Я.Б., Тубанов Ц.А.* Особенности сейсмических активизаций Среднего Байкала в 2008–2011 годах // Докл. РАН. 2013б. Т. 453. № 6. С. 680–685.
- Мельникова В.И., Гилева Н.А., Радзиминович Н.А., Масальский О.К., Чечельницкий В.В.* Сейсмичность Байкальской рифтовой зоны за период цифровой регистрации землетрясений (2001–2006 гг.) // Вопросы инженерной сейсмологии. 2009а. Т. 36. № 1. С. 40–55.
- Мельникова В.И., Гилева Н.А., Масальский О.К., Радзиминович Я.Б., Радзиминович Н.А.* Об условиях генерации сильных землетрясений в Южном Байкале // Докл. РАН. 2009б. Т. 429. № 3. С. 393–397.
- Мельникова В.И., Середкина А.И., Гилева Н.А.* Пространственно-временные закономерности развития крупных сейсмических активизаций (1999–2007 гг.) в Северном Прибайкалье // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 1. С. 119–134. <https://doi.org/10.15372/gig2019103>
- Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р., Петрик Г.В., Шелудько И.Ф., Мандельбаум М.М., Селезнев В.С., Соловьев В.М.* Изучение земной коры и верхней мантии в Байкальской рифтовой зоне методом глубинного сейсмического зондирования // Физика Земли. 1999. № 7–8. С. 74–93.
- Мордвинова В.В., Артемьев А.А.* Трехмерная модель юга Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий по обменным волнам // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 6. С. 887–904.
- Мордвинова В.В., Дешам А., Дугармаа Т., Девершер Ж., Улзийбат М., Саньков В.А., Артемьев А.А., Перро Ж.* Исследование скоростной структуры литосферы на Монголо-Байкальском трансекте 2003 по обменным SV-волнам // Физика Земли. 2007. № 2. С. 21–32.
- Мордвинова В.В., Кобелев М.М., Треусов А.В., Хримова М.А., Трынкова Д.С., Кобелева Е.А., Лухнева О.Ф.* Глубинное строение переходной зоны Сибирская платформа–Центрально-Азиатский подвижный пояс по телесеismicическим данным // Геодинамика и тектонофизика. 2016. Т. 7. № 1. С. 85–103. <https://doi.org/10.5800/GT-2016-7-1-0198>
- Мордвинова В.В., Кобелев М.М., Хримова М.А., Турутанов Е.Х., Кобелева Е.А., Трынкова Д.С., Цыдыпова Л.Р.* Глубинная скоростная структура Сибирского кратона и Байкальский рифтогенез // Докл. РАН. 2019. Т. 484. № 1. С. 93–97.
- Мороз Ю.Ф., Мороз Т.А., Буглова С.Г.* Вертикальная и горизонтальная составляющие электротеллурического поля на озере Байкал и их связь с электропроводностью среды // Физика Земли. 2008. № 3. С. 73–83.
- Мороз Ю.Ф., Мороз Т.А.* Глубинный геоэлектрический разрез Байкальского рифта // Вестник КРАУНЦ. Наука о Земле. 2012. № 2. С. 114–126.
- Морозова Г.М., Дашевский Ю.А., Неведрова Н.Н., Грехов И.О.* Глубинное распределение электропроводности и поле напряжений в земной коре Байкальского прогностического полигона // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 3. С. 332–343.
- Павленкова Н.И.* Структура верхней мантии Сибирской платформы по данным, полученным на сверхдлинных сейсмических профилях // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 5. С. 630–645.
- Письменный Б.М., Алакшин А.М., Поспеев А.В., Мишенькин Б.П.* Геология и сейсмичность зоны БАМ. Глубинное строение. Новосибирск: Наука. 1984. 176 с.
- Попов А.М., Бадуев А.Б., Амар А., Гунчин-Иш А.* Магнитотеллурические исследования в Монголии. Глубинное строение и геодинамика Монголо-Сибирского региона. Новосибирск: Наука. Сибирская издательская фирма РАН. 1995. С. 87–99.
- Поспеев А.В.* Скоростная структура верхней мантии и региональная глубинная термодинамика Байкальской рифтовой зоны // Геодинамика и тектонофизика. 2012. Т. 3. № 4. С. 377–383. <https://doi.org/10.5800/GT-2012-3-4-0080>
- Рассказов С.В.* Магматизм Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Наука. 1993. 287 с.

- Рогожина В.А., Кожевников В.М.* Область аномальной мантии под Байкальским рифтом. Новосибирск: Наука. 1979. 104 с.
- Середкина А.И., Кожевников В.М., Соловей О.А.* Дисперсия групповых скоростей волн Рэлея и Лява и анизотропные свойства мантии Азиатского континента // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 4. С. 553–565. <https://doi.org/10.15372/GiG20180410>
- Середкина А.И., Соловей О.А.* Анизотропные свойства верхней мантии Центральной Азии по данным дисперсии групповых скоростей волн Рэлея и Лява // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 2. С. 413–426. <https://doi.org/10.5800/GT-2018-9-2-0354>
- Середкина А.И., Филиппов С.В.* Параметры магнитоактивного слоя литосферы для профиля Сибирская платформа – Забайкалье по данным модели WDMAM 2.0 // Геомагнетизм и аэрономия. 2019а. Т. 59. № 6. С. 810–818. <https://doi.org/10.1134/S0016794019060099>
- Середкина А.И., Филиппов С.В.* Параметры магнитоактивного слоя литосферы Байкальской рифтовой зоны. Рифтогенез, оротенез, сопутствующие процессы. Материалы IV Всероссийского симпозиума с участием иностранных ученых, посвященного 90-летию со дня рождения акад. Н.А. Логачева. Иркутск: ИЗК СО РАН. 2019б. С. 186–188.
- Сун Юншэн, Крылов С.В., Ян Баоцзюнь, Лю Пай, Дун Шисюэ, Лян Течен, Ли Цзинчжи, Сюй Синчжуи, Мишенькина З.Р., Петрик Г.В., Шелудько И.Ф., Селезнев В.С., Соловьев В.М.* Глубинное сейсмическое зондирование литосферы на международном трансекте Байкал–Северо-Восточный Китай // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 2. С. 3–15.
- Флоренсов Н.А.* Байкальская рифтовая зона и некоторые задачи ее изучения. Байкальский рифт. М.: Наука. 1968. С. 40–56.
- Яковлев А.В., Кулаков И.Ю., Тычков С.А.* Глубина Мохо и трехмерная структура сейсмических аномалий земной коры и верхов мантии в Байкальском регионе по данным локальной томографии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 2. С. 261–282.
- Яновский Б.М.* Земной магнетизм. Л.: Ленинградский университет. 1978. 592 с.
- Яновская Т.Б.* Развитие способов решения задач поверхностно-волновой томографии на основе метода Бэйкуса–Гильберта // Вычислительная сейсмология. Вып. 32. М.: ГЕОС. 2001. С. 11–26.
- Яновская Т.Б.* Поверхностно-волновая томография в сейсмологических исследованиях. СПб.: Наука. 2015. 167 с.
- Яновская Т.Б., Акчурин К.Р.* Анизотропия верхней мантии Азиатского континента по данным фазовых и групповых скоростей волн Рэлея и Лява. Вопросы геофизики. Вып. 42. СПб.: Изд-во СПбГУ. 2009. С. 3–11.
- Яновская Т.Б., Кожевников В.М.* Анизотропия верхней мантии Азиатского континента по групповым скоростям волн Рэлея и Лява // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 5. С. 622–629.
- Яновская Т.Б., Кожевников В.М., Соловей О.А., Акчурин К.Р.* Строение верхней мантии Азии по фазовым и групповым скоростям Релеевских волн // Физика Земли. 2008. № 8. С. 22–31.
- Achauer U., Masson F.* Seismic tomography of continental rifts revisited: from relative to absolute heterogeneities // Tectonophysics. 2002. V. 358. P. 17–37. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00415-8](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00415-8)
- Alexandrakis C., Calò M., Bouchaala F., Vavryčuk V.* Velocity structure and the role of fluids in the West Bohemia seismic zone // Solid Earth. 2014. V. 5. P. 863–872. <https://doi.org/10.5194/se-5-863-2014>
- Artemieva I.M.* Global  $1^\circ \times 1^\circ$  thermal model TC1 for the continental lithosphere: Implications for lithosphere secular evolution // Tectonophysics. 2006. V. 416. P. 245–277. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.11.022>
- Barmin M.P., Ritzwoller M.H., Levshin A.L.* A fast and reliable method for surface wave tomography // Pure Appl. Geophys. 2001. V. 158. P. 1351–1375.
- Bijwaard H., Spakman W., Engdahl E.B.* Closing the gap between regional and global travel time tomography // J. Geophys. Res. 1998. V. 103. № B12. P. 30055–30078.
- Bushenkova N., Tychkov S., Koulakov I.* Tomography on PP-P waves and its application for investigation of the upper mantle in Central Siberia // Tectonophysics. 2002. V. 358. P. 57–76. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00417-1](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00417-1)
- Chemenda A., Deverchere J., Calais E.* Three-dimensional laboratory modeling of rifting: application to the Baikal Rift, Russia // Tectonophysics. 2002. V. 356. P. 253–273. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00389-X](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00389-X)
- Chen Y., Badal J., Zhang Z.* Radial anisotropy in the crust and upper mantle beneath the Qinghai-Tibet Plateau and surrounding regions // Asian J. Earth Sci. 2009. V. 36. P. 289–302. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2009.06.011>
- Cherepanova Y., Artemieva I.M., Thybo H., Chemia Z.* Crustal structure of the Siberian Craton and the West Siberian Basin: an appraisal of existing data // Tectonophysics. 2013. V. 609. P. 154–183. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.05.004>
- Debayle E., Ricard Y.* Seismic observations of large-scale deformation at the bottom of fast moving plates // Earth Planet. Sci. Lett. 2013. V. 376. P. 165–177. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.06.025>
- Debayle E., Sambridge M.* Inversion of massive surface wave data sets: Model construction and resolution assessment // J. Geophys. Res. 2004. V. 109. P. B02316. <https://doi.org/10.1029/2003JB002652>
- Delvaux D., Moeys R., Stapel G., Petit C., Levi K., Miroshnichenko A., Ruzhich V., San'kov V.* Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia, Part 2. Cenozoic rifting // Tectonophysics. 1997. V. 282. P. 1–38. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(97\)00210-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(97)00210-2)
- Deuss A.* Global observations of mantle discontinuities using SS and PP precursors // Surveys in Geophysics. 2009. V. 30. № 4–5. P. 301–326. <https://doi.org/10.1007/s10712-009-9078-y>
- Deuss A., Andrews J., Day E.* Seismic observations of mantle discontinuities and their mineralogical and dynamical interpretation / S. Karato (Ed.). Physics and chemistry of the deep Earth. Oxford: Wiley-Blackwell. 2013. P. 297–323.
- Dziewonski A.M., Anderson D.L.* Preliminary reference Earth model // Phys. Earth Planet. Inter. 1981. V. 25. P. 297–356. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(81\)90046-7](https://doi.org/10.1016/0031-9201(81)90046-7)

- Ekström G.* A global model of Love and Rayleigh surface wave dispersion and anisotropy, 25–250 s // *Geophys. J. Int.* 2011. V. 187. P. 1668–1686.  
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05225.x>
- Farra V., Vinnik L.* Upper mantle stratification by *P* and *S* receiver functions // *Geophys. J. Int.* 2000. V. 141. P. 699–712.  
<https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.2000.00118.x>
- Flanagan M.P., Shearer P.M.* Global mapping of topography on transition zone velocity discontinuities by stacking *SS* precursors // *J. Geophys. Res.* 1998. V. 103. № B2. P. 2673–2692.  
<https://doi.org/10.1029/97JB03212>
- Forsyth D.W.* The early structural evolution and anisotropy of the oceanic upper mantle // *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 1975. V. 43. P. 103–162.  
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1975.tb00630.x>
- Fouch M.J., Rondenay S.* Seismic anisotropy beneath stable continental interiors // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2006. V. 158. P. 292–320.  
<https://doi.org/10.1016/j.pepi.2006.03.024>
- French S.W., Romanowicz B.A.* Whole-mantle radially anisotropic shear velocity structure from spectral element waveform tomography // *Geophys. J. Int.* 2014. V. 199. P. 1303–1327.  
<https://doi.org/10.1093/gji/ggu334>
- Friederich W.* The *S*-velocity structure of the East Asian mantle from inversion of shear and surface waveforms // *Geophys. J. Int.* 2003. V. 153. P. 88–102.
- Fullea J., Lebedev S., Agius M.R., Jones A.G., Afonso J.C.* Lithospheric structure in the Baikal – central Mongolia region from integrated geophysical-petrological inversion of surface-wave data and topographic elevation // *Geochem., Geophys., Geosyst.* 2012. V. 13. P. Q0AK09.  
<https://doi.org/10.1029/2012GC004138>
- Gao S., Davis P.M., Liu H., Slack P.D., Zorin Y.A., Mordvinova V.V., Kozhevnikov V.M., Meyer R.P.* Seismic anisotropy and mantle flow beneath the Baikal rift zone // *Nature.* 1994a. V. 371. P. 149–151.  
<https://doi.org/10.1038/371149a0>
- Gao S., Davis P.M., Liu H., Slack P.D., Zorin Y.A., Logatchev N.A., Kogan M., Burkholder P.D., Meyer R.P.* Asymmetric upward of the asthenosphere beneath the Baikal rift zone, Siberia // *J. Geophys. Res.* 1994b. V. 99. № B8. P. 15319–15330.  
<https://doi.org/10.1029/94JB00808>
- Gao S., Davis P.M., Liu H., Slack P.D., Rigor A.W., Zorin Y.A., Mordvinova V.V., Kozhevnikov V.M., Logatchev N.A.* *SKS* splitting beneath continental rift zones // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102. № B10. P. 22781–22797.  
<https://doi.org/10.1029/97JB01858>
- Gao S.S., Liu K.H., Davis P.M., Slack P.D., Zorin Y.A., Mordvinova V.V., Kozhevnikov V.M.* Evidence for small-scale mantle convection in the upper mantle beneath the Baikal rift zone // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 108. № B4. 2194.  
<https://doi.org/10.1029/2002JB002039>
- Gao S.S., Liu K.H., Chen C.* Significant crustal thinning beneath the Baikal rift zone: New constraints from receiver function analysis // *Geophys. Res. Lett.* 2004. V. 31. L20610.  
<https://doi.org/10.1029/2004GL020813>
- Guo Zh., Gao X., Wei W., Yao Zh.* Upper- and mid-crustal radial anisotropy beneath the central Himalaya and southern Tibet from seismic ambient noise tomography // *Geophys. J. Int.* 2012. V. 189. P. 11693–1182.  
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2012.05425.x>
- Hauksson E., Haase J.S.* Three-dimensional  $V_p$  and  $V_p/V_s$  velocity models of the Los Angeles basin and central Transverse Ranges, California // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102. № B3. P. 5423–5453.  
<https://doi.org/10.1029/96JB03219>
- He J., Wu Q., Sandvol E., Ni J., Gallegos A., Gao M., Ulzibat M., Demberel S.* The crustal structure of southcentral Mongolia using receiver functions // *Tectonics.* 2016. V. 35. P. 1392–1403.  
<https://doi.org/10.1002/2015TC004027>
- Huang J., Zhao D., Zheng S.* Lithospheric structure and its relationship to seismic and volcanic activity in southwest China // *J. Geophys. Res.* 2002. V. 107. № B10. 2255.  
<https://doi.org/10.1029/2000JB000137>
- Hurt C.P., Moskowicz B.M., Banerjee S.K.* Magnetic properties of rocks and minerals. In: *Rock physics and phase relations. A handbook of physical constants.* AGU Reference Shelf Series, V. 3. Washington DC, USA: AGU. 1995. P. 189–204.
- Hutchinson D.R., Golmshtok A.J., Zonenshain L.P., Moore T.C., Scholz C.A., Klitgord K.D.* Depositional and tectonic framework of the rift basins of Lake Baikal from multichannel seismic data // *Geology.* 1992a. V. 20. P. 589–592.  
[https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0589:DAT-FOT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0589:DAT-FOT>2.3.CO;2)
- Hutchinson D.R., Lee M.W., Agena W.F., Golmshtok A.J., Moskalenko V.N., Karapetov K., Coleman D.F., Akentiev L.* Processing of Lake Baikal marine multichannel seismic reflection data. In: *U.S. Geological Survey Open File Report 92-243.* 1992b. 60 p.
- Ionov D.* Mantle structure and rifting processes in the Baikal–Mongolia region: Geophysical data and evidence from xenoliths in volcanic rocks // *Tectonophysics.* 2002. V. 351. P. 41–60.  
[https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00124-5](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00124-5)
- Ionov D.A., O'Reilly S.Y., Ashchepkov I.V.* Feldspar-bearing lherzolite xenoliths in alkali basalts from Hamar-Daban, southern Baikal region, Russia // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1995. V. 122. P. 174–190.  
<https://doi.org/10.1007/s004100050120>
- Jaupart C., Mareschal J.-C., Iarotsky L.* Radiogenic heat-production in the continental crust // *Lithos.* 2016. V. 262. P. 398–427.  
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.07.017>
- Johnson J.S., Gibson S.A., Thompson R.N., Nowell G.M.* Volcanism in the Vitim volcanic field, Siberia: Geochemical evidence for a mantle plume beneath the Baikal rift zone // *J. Petrol.* 2005. V. 26. P. 1309–1344.  
<https://doi.org/10.1093/petrology/egi016>
- Käufel J.S., Grayver A.V., Comeau M.J., Kuvshinov A.V., Becken M., Kamm J., Batmagnai E., Demberel S.* Magnetotelluric multiscale 3-D inversion reveals crustal and upper mantle structure beneath the Hangai and Gobi-Altai region in Mongolia // *Geophys. J. Int.* 2020 (in press).  
<https://doi.org/10.1093/gji/ggaa039>
- Kennett B.L.N., Engdahl E.R.* Travel times for global earthquake location and phase association // *Geophys. J. Int.* 1991. V. 105. P. 429–465.  
<https://doi.org/10.17611/DP/9991809>
- Kennett B.L.N., Engdahl E.R., Buland B.* Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes // *Geophys.*

- J. Int. 1995. V. 122. P. 108–124.  
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1995.tb03540.x>
- Kiselev A.I., Golovko H.A., Medvedev M.E.* Petrochemistry of Cenozoic basalts and associated rocks in the Baikal rift zone // *Tectonophysics*. 1978. V. 45. P. 49–59.  
[https://doi.org/10.1016/0040-1951\(78\)90223-8](https://doi.org/10.1016/0040-1951(78)90223-8)
- Kiselev A.I., Popov A.M.* Asthenospheric diapir beneath the Baikal rift: Petrological constraints // *Tectonophysics*. 1992. V. 208. P. 287–295.  
[https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90350-F](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90350-F)
- Kosarev G.L., Petersen N.V., Vinnik L.P., Roecker S.W.* Receiver functions for the Tien Shan analog broadband network: Contrasts in the evolution of structures across the Tass-Fergana fault // *J. Geophys. Res.* 1993. V. 98. № B3. P. 4437–4448.  
<https://doi.org/10.1029/92JB02651>
- Koulakov I.* High-frequency *P* and *S* velocity anomalies in the upper mantle beneath Asia from inversion of worldwide traveltime data // *J. Geophys. Res.* 2011. V. 116. P. B04301.  
<https://doi.org/10.1029/2010JB007938>
- Koulakov I., Bushenkova N.* Upper mantle structure beneath the Siberian craton and surrounding areas based on regional tomographic inversion of *P* and *PP* travel times // *Tectonophysics*. 2010. V. 486. P. 81–100.  
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.02.011>
- Koulakov I., Tychkov S., Bushenkova N., Vasilevskiy A.* Structure and dynamics of the upper mantle beneath the Alpine-Himalayan orogenic belt from teleseismic tomography // *Tectonophysics*. 2002. V. 358. P. 77–96.  
[https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00418-3](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00418-3)
- Kustowski B., Ekström G., Dziewonski A.M.* The anisotropic shear-wave velocity structure of the Earth's mantle // *J. Geophys. Res.* 2008. V. 113. B06306.  
<https://doi.org/10.1029/2007JB005169>
- Laske G., Masters G., Ma Z., Pasyanos M.* Update on CRUST1.0 – A 1-degree Global Model of Earth's Crust. In: *Geophysical Research Abstracts*. 2013. V. 15. Abstract EGU 2013-2658.
- Lebedev S., Meier T., van der Hilst R.D.* Asthenospheric flow and origin of volcanism in the Baikal Rift area // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2006. V. 249. P. 415–424.  
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.07.007>
- Lebedev S., Nolet G., Meier T., van der Hilst R.D.* Automated multimode inversion of surface and *S* waveforms // *Geophys. J. Int.* 2005. V. 162. P. 951–964.  
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02708.x>
- Lei J., Zhao D.* Structural heterogeneity of the Longmenshan fault zone and the mechanism of the 2008 Wenchuan earthquake (Ms 8.0) // *Geochem., Geophys., Geosyst.* 2009. V. 10. Q10010.  
<https://doi.org/10.1029/2009GC002590>
- Lesne O., Calais E., Deverchère J., Hassani R., Chery J.* Dynamics of intracontinental extension in the North Baikal Rift from two-dimensional numerical deformation modeling // *J. Geophys. Res.* 2000. V. 105. № B9. P. 21727–21744.  
<https://doi.org/10.1029/2000JB900139>
- Li C.-F., Lu Y., Wang J.* A global reference model of Curie-point depths based on EMAG2 // *Scientific Reports*. 2017. V. 7. 45129.  
<https://doi.org/10.1038/srep45129>
- Li C.-F., Wang J.* Variations in Moho and Curie depths and heat flow in Eastern and Southeastern Asia // *Marine Geophysical Research*. 2016. V. 37. P. 1–20.  
<https://doi.org/10.1007/s11001-016-9265-4>
- Liu K.H., Gao S.S.* Mantle transition zone discontinuities beneath the Baikal rift and adjacent areas // *J. Geophys. Res.* 2006. V. 111. P. B11301.  
<https://doi.org/10.1029/2005JB004099>
- Logatchev N.A.* The Baikal rift system // *Episodes*. 1984. V. 7. № 1. P. 38–42.
- Logatchev N.A.* History and geodynamics of the lake Baikal rift in the context of the Eastern Siberia rift system: a review // *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine*. 1993. V. 17. № 2. P. 353–360
- Logatchev N.A., Florensov N.A.* The Baikal system of rift valleys // *Tectonophysics*. 1978. V. 45. P. 1–13.  
[https://doi.org/10.1016/0040-1951\(78\)90218-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(78)90218-4)
- Logatchev N.A., Zorin Yu.A.* Evidence and causes of the two-stage development of the Baikal rift // *Tectonophysics*. 1987. V. 143. P. 225–234.  
[https://doi.org/10.1016/0040-1951\(87\)90092-8](https://doi.org/10.1016/0040-1951(87)90092-8)
- Logatchev N.A., Zorin Yu.A.* Baikal rift zone: structure and geodynamics // *Tectonophysics*. 1992. V. 208. P. 273–286.  
[https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90349-B](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90349-B)
- Ma Z., Masters G., Laske G., Pasyanos M.* A comprehensive dispersion model of surface wave phase and group velocity for the globe // *Geophys. J. Int.* 2014. V. 199. P. 113–135.  
<https://doi.org/10.1093/gji/ggu246>
- Masters T.G., Shearer P.M.* A handbook of physical constants. *Global Earth Physics*. Washington: AGU. 1995. P. 88–103.
- Medhus A.B., Balling N., Jacobsen B.H., Weidle C., England R.W., Kind R., Thybo H., Voss P.* Upper-mantle structure beneath the Southern Scandes Mountains and the Northern Tornquist Zone revealed by *P*-wave traveltime tomography // *Geophys. J. Int.* 2012. V. 189. P. 1315–1334.  
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2012.05449.x>
- Meissner R., Mooney W.D., Artemieva I.* Seismic anisotropy and mantle creep in young orogens // *J. Geophys. Res.* 2002. V. 149. P. 1–14.  
<https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2002.01628.x>
- Molnar P., Tapponnier P.* Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision // *Science*. 1975. V. 189. P. 419–426.  
<https://doi.org/10.1126/science.189.4201.419>
- Montagner J.-P.* Upper mantle low anisotropy channels below the Pacific plate // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2002. V. 202. P. 263–274.  
[https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)00791-4](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00791-4)
- Montagner J.-P., Griot D.A., Lave J.* How to relate body wave and surface wave anisotropies? // *J. Geophys. Res.* 2000. V. 105. № B8. P. 19015–19027.  
<https://doi.org/10.1029/2000JB900015>
- Nielsen C., Thybo H.* No Moho uplift below the Baikal Rift Zone: Evidence from a seismic refraction profile across southern Lake Baikal // *J. Geophys. Res.* 2009a. V. 114. B08306.  
<https://doi.org/10.1029/2008JB005828>
- Nielsen C., Thybo H.* Lower crustal intrusions beneath the Southern Baikal Rift Zone: evidence from full-waveform modelling of wide-angle seismic data // *Tectonophysics*. 2009b. V. 470. P. 298–318.  
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.01.023>
- Novoselova M.R.* Magnetic anomalies of the Baikal rift zone and adjacent areas // *Tectonophysics*. 1978. V. 45. P. 95–

100.  
[https://doi.org/10.1016/0040-1951\(78\)90227-5](https://doi.org/10.1016/0040-1951(78)90227-5)
- Pandey S., Yuan X., Debayle E., Priestley K., Kind R., Tilmann F., Li X.* A 3D shear-wave velocity model of the upper mantle beneath China and the surrounding areas // *Tectonophysics*. 2014. V. 633. P. 193–210.  
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.07.011>
- Pankratov O.V., Kuvshinov A.V., Avdeev D.B., Shneyer V.S., Trofimov I.I.*  $E_z$ -response as a monitor of a Baikal rift fault electrical resistivity: 3D modeling studies // *Annals of Geophysics*. V. 47. № 1. P. 151–156.
- Pavlenkova G.A., Pavlenkova N.I.* Upper mantle structure of the Northern Eurasia from peaceful nuclear explosion data // *Tectonophysics*. 2006. V. 416. P. 33–52.  
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.11.010>
- Petit C., Déverchère J.* Structure and evolution of the Baikal rift: a synthesis // *Geochem., Geophys., Geosyst.* 2006. V. 7. Q11016.  
<https://doi.org/10.1029/2006GC001265>
- Petit C., Koulakov I., Deverchère J.* Velocity structure around the Baikal rift zone from teleseismic and local earthquake traveltimes and geodynamics implications // *Tectonophysics*. 1998. V. 296. P. 125–144.  
[https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00140-1](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00140-1)
- Popov A.M.* A deep geophysical study in the Baikal region // *Pure Appl. Geophys.* 1990. V. 134. P. 575–587.
- Poupoint M., Anandakrishnan S., Ammon C.J., Alley R.B.* Lithospheric structure of Greenland from ambient noise and earthquake surface wave tomography // *J. Geophys. Res.* 2018. V. 123. P. 7850–7876.  
<https://doi.org/10.1029/2018JB015490>
- Priestley K., Debayle E.* Seismic evidence for a moderately thick lithosphere beneath the Siberian Platform // *Geophys. Res. Lett.* 2003. V. 30. № 3. 1118.  
<https://doi.org/10.1029/2002GL015931>
- Priestley K., Debayle E., McKenzie D., Pilidou S.* Upper mantle structure of eastern Asia from multimode surface waveform tomography // *J. Geophys. Res.* 2006. V. 111. B10304.  
<https://doi.org/10.1029/2005JB004082>
- Radziminovich N.A., Gileva N.A., Melnikova V.I., Ochkovskaya M.G.* Seismicity of the Baikal rift system from regional network observations // *Asian J. Earth Sci.* 2013. V. 62. P. 146–161.  
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2012.10.029>
- Ravat D., Pignatelli A., Nicolosi I., Chiappini M.* A study of spectral methods of estimating the depth to the bottom of magnetic sources from near-surface magnetic anomaly data // *Geophys. J. Int.* 2007. V. 169. P. 421–434.  
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03305.x>
- Ritsema J., Deuss A., van Heijst H., Woodhouse J.* S40RTS: a degree-40 shear-velocity model for the mantle from new Rayleigh wave dispersion, teleseismic traveltime and normal-mode splitting function measurements // *Geophys. J. Int.* 2011. V. 184. P. 1223–1236.  
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04884.x>
- Ritzwoller M.H., Levshin A.L.* Eurasian surface wave tomography: group velocities // *J. Geophys. Res.* 1998. V. 103. № B3. P. 4839–4878.  
<https://doi.org/10.1029/97JB02622>
- Savage M.K., Silver P.G., Meyer R.P.* Observations of teleseismic shear-wave splitting in the basin range from portable and permanent stations // *Geophys. Res. Lett.* 1990. V. 17. P. 21–24.  
<https://doi.org/10.1029/GL017i001p00021>
- Schaeffer A.J., Lebedev S.* Global shear-speed structure of the upper mantle and transition zone // *Geophys. J. Int.* 2013. V. 194. P. 417–449.  
<https://doi.org/10.1093/gji/ggt095>
- Scholz C.A., Klitgord K.D., Hutchinson D.R., Ten Brink U.S., Zonenshain L.P., Golmshtok A.Y., Moore T.C.* Results of 1992 seismic reflection experiment in Lake Baikal // *EOS, Transactions AGU*. 1993. V. 74. № 41. P. 465, 469–470.  
<https://doi.org/10.1029/93EO00546>
- Seredkina A.I., Kozhevnikov V.M., Melnikova V.I., Solovey O.A.* Seismicity and  $S$ -wave velocity structure of the crust and the upper mantle in the Baikal rift and adjacent regions // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2016. V. 261. P. 152–160.  
<https://doi.org/10.1016/j.pepi.2016.10.011>
- Seredkina A.I., Melnikova V.I.* Seismotectonic crustal strains of the Mongol-Baikal seismic belt from seismological data / iD'Amico S. (Ed.) *Moment tensor solutions – a useful tool for seismotectonics*. Springer Natural Hazards, Switzerland. 2018. P. 497–517.  
[https://doi.org/10.1007/978-3-319-77359-9\\_22](https://doi.org/10.1007/978-3-319-77359-9_22)
- Seredkina A.I., Melnikova V.I., Gileva N.A., Radziminovich Y.B.* The  $M_w = 4.3$  January 17, 2014, earthquake: very rare seismic event on the Siberian platform // *J. Seismology*. 2015. V. 19. P. 685–694.  
<https://doi.org/10.1007/s10950-015-9487-y>
- Seredkina A.I., Melnikova V.I., Radziminovich Y.B., Gileva N.A.* Seismicity of the Erguna region (Northeastern China): evidence for local stress redistribution // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 2020. V. 110. P. 803–815.  
<https://doi.org/10.1785/0120190182>
- Shapiro N.M., Ritzwoller M.H.* Monte-Carlo inversion for a global shear velocity model for the crust and upper mantle // *Geophys. J. Int.* 2002. V. 151. P. 88–105.  
<https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2002.01742.x>
- Shen W., Ritzwoller M.H., Kang D., Kim Y., Lin F.-C., Ning J., Zhou L.* A seismic reference model for the crust and uppermost mantle beneath China from surface wave dispersion // *Geophys. J. Int.* 2016. V. 206. P. 954–979.  
<https://doi.org/10.1093/gji/ggw175>
- Suvorov V.D., Mishenkina Z.M., Petrik G.V., Sheludko I.F., Seleznev V.S., Solovyov V.M.* Structure of the crust in the Baikal rift zone and adjacent areas from Deep Seismic Sounding data // *Tectonophysics*. 2002. V. 351. P. 61–74.  
[https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00125-7](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00125-7)
- Tanaka A.* Global centroid distribution of magnetized layer from World Digital Magnetic Anomaly Map // *Tectonics*. 2017. V. 36. P. 3248–3253.  
<https://doi.org/10.1002/2017TC004770>
- Tapponier P., Molnar P.* Active faulting and Cenozoic tectonics of the Tien Shan, Mongolia, and Baikal regions // *J. Geophys. Res.* 1979. V. 84. № B7. P. 3425–3459.  
<https://doi.org/10.1029/JB084iB07p03425>
- Ten Brink U.S., Taylor M.H.* Crustal structure of central Lake Baikal: Insight into intracontinental rifting // *J. Geophys. Res.* 2002. V. 107. № B7. P. 2132.  
<https://doi.org/10.1029/2001JB000300>
- Tiberi C., Diamant M., Déverchère J., Petit-Mariani C., Mikhailov V., Tikhotsky S., Achauer U.* Deep structure of the Baikal rift zone revealed by joint inversion of gravity and seismology // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 108. № B3. 2133.  
<https://doi.org/10.1029/2002JB001880>

- Trampert J., Woodhouse J. Global anisotropic phase velocity maps for fundamental mode surface waves between 40 and 150 s // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 154. P. 154–165.  
<https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2003.01952.x>
- Villasenor A., Ritzwoller M.H., Levshin A.L., Barmin M.P., Engdahl E.R., Spakman W., Trampert J. Shear velocity structure of Central Eurasia from inversion of surface wave velocities // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2001. V. 123. P. 169–184.  
[https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(00\)00208-9](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(00)00208-9)
- Vinnik L.P. Detection of waves converted from *P* to *SV* in the mantle // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1977. V. 15. P. 39–45.  
[https://doi.org/10.1016/0031-9201\(77\)90008-5](https://doi.org/10.1016/0031-9201(77)90008-5)
- Vinnik L.P., Farra V., Romanowicz B. Azimuthal anisotropy in the Earth from observations of *SKS* at Geoscope and NARS broadband stations // *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 1989. V. 79. P. 1542–1558.
- Vinnik L.P., Makayeva L.I., Milev A., Usenko A.Y. Global patterns of azimuthal anisotropy and deformations in the continental mantle // *Geophys. J. Int.* 1992. V. 111. P. 433–447.  
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1992.tb02102.x>
- Vinnik L.P., Reigber C., Aleshin I.M., Kosarev G.L., Kaban M.K., Oreshin S.I., Roecker S.W. Receiver function tomography of the central Tien Shan // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2004. V. 225. P. 131–146.  
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.05.039>
- Yanovskaya T.B., Kozhevnikov V.M. 3D *S*-wave velocity pattern in the upper mantle beneath the continent of Asia from Rayleigh wave data // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2003. V. 138. P. 263–278.  
[https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(03\)00154-7](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(03)00154-7)
- Yuan K., Beghein C. Seismic anisotropy changes across upper mantle phase transitions // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2013. V. 374. P. 132–144.  
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.05.031>
- Zhao D. Seismic structure and origin of hotspots and mantle plumes // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2001. V. 192. P. 251–265.  
[https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00465-4](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00465-4)
- Zhao D., Kanamori H., Negishi H., Wiens D. Tomography of the source area of the 1995 Kobe earthquake: Evidence for fluids at the hypocenter // *Science.* 1996. V. 274. P. 1891–1894.  
<https://doi.org/10.1126/science.274.5294.1891>
- Zhao D., Lei J., Inoue T., Yamada A., Gao S.S. Deep structure and origin of the Baikal rift zone // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2006. V. 243. P. 681–691.  
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.01.033>
- Zhao D., Ochi F., Hasegawa A., Yamamoto A. Evidence for the location and cause of large crustal earthquakes in Japan // *J. Geophys. Res.* 2000. V. 105. № B6. P. 13579–13594.  
<https://doi.org/10.1029/2000JB900026>
- Zhou Y., Nolet G., Dahlen F.A., Laske G. Global upper-mantle structure from finite-frequency surface-wave tomography // *J. Geophys. Res.* 2006. V. 111. B04304.  
<https://doi.org/10.1029/2005JB003677>
- Zorin Yu.A., Kozhevnikov V.M., Novoselova M.R., Turutanov E.Kh. Thickness of the lithosphere beneath the Baikal rift zone and adjacent regions // *Tectonophysics.* 1989. V. 168. P. 327–337.  
[https://doi.org/10.1016/0040-1951\(89\)90226-6](https://doi.org/10.1016/0040-1951(89)90226-6)
- Zorin Yu.A., Mordvinova V.V., Turutanov E.Kh., Belichenko B.G., Artemyev A.A., Kosarev G.L., Gao S.S. Low seismic velocity in the Earth's crust beneath Eastern Siberia (Russia) and Central Mongolia: receiver function data and their possible geological implication // *Tectonophysics.* 2002. V. 359. P. 307–327.  
[https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00531-0](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00531-0)
- Zorin Yu.A., Novoselova M.R., Turutanov E.Kh., Kozhevnikov V.M. Structure of the lithosphere of the Mongolian – Siberian Mountainous Province // *J. Geodynamics.* 1990. V. 11. P. 327–342.  
[https://doi.org/10.1016/0264-3707\(90\)90015-M](https://doi.org/10.1016/0264-3707(90)90015-M)
- Zorin Y.A., Turutanov E.Kh., Mordvinova V.V., Kozhevnikov V.M., Yanovskaya T.B., Treussov A.V. The Baikal rift zone: the effect of mantle plumes on older structure // *Tectonophysics.* 2003. V. 371. P. 153–173.  
[https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00214-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00214-2)

## The State of the Art in Studying the Deep Structure of the Earth's Crust and Upper Mantle beneath the Baikal Rift from Seismological Data

A. I. Seredkina<sup>a, b, \*</sup>

<sup>a</sup>*Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Irkutsk, 664033 Russia*

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

\*e-mail: ale@crust.irk.ru

The review discusses the main results of regional seismological studies concerning the deep structure of the Earth's crust and mantle of the Baikal Rift carried out from the 1960s to present. It also includes the data of the recent global models covering a depth interval to below 400 km which is rarely considered in the regional studies. The main focus of the review is laid on comparing different velocity models for the region, sometimes substantially contradicting each other, which determines the pertinence of this work. In particular, there has been no consensus as to the crustal thinning beneath the Baikal Rift, the thickness of the anomalous mantle layer and the lithosphere. For understanding the causes of the revealed discrepancies, the review briefly compares the methods used for the inversion and their resolution. Separate discussion is dedicated to anisotropic properties of the material of the upper mantle which is studied from splitting of *SKS* waves and from phase and group velocity dispersion data of surface waves. The results of studying the thermal, gravitational, geomagnetic, and geoelectric fields and some geological data presented in the concluding section provide addi-

tional information for verifying a particular model. The implications of the geophysical data considered in the review for the continuing discussion on the origin of extension of the Baikal Rift lithosphere are analyzed. It is shown that most of these data (low surface heat flux density and temperatures in the mantle, rather large depths of the lower boundary of the lithospheric magnetic sources, the estimates of the lithospheric thickness from gravimetric and geoelectric data) including purely seismological results (the absence of a common thinning of the crust and lithosphere along the entire axis of the rift) as well as some geological data contradict the hypotheses of active rifting. However, the current deep structure models are inconclusive for unambiguous choice between the hypotheses explaining rift formation by purely passive or mixed mechanisms. The solution of this question requires further, more detailed geophysical studies. Thus, the presented review of the deep structure of the Earth's crust and mantle of the Baikal Rift provides the framework for assessing the results of the previous geophysical studies and outlining the prospects of the future research.

*Keywords:* Earth's crust, mantle, lithosphere, asthenosphere, body and surface seismic waves, anisotropy, Baikal Rift

УДК 550.348

## СИЛЬНОЕ ГЛУБОКОФОКУСНОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 19.08.2018 г. ( $M_W = 8.2$ ) К ЗАПАДУ ОТ ОСТРОВОВ ТОНГА В КОНТЕКСТЕ РАЗВИТИЯ НАШИХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ГЛУБОКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ

© 2021 г. А. И. Лутиков<sup>1,2, \*</sup>, Е. А. Рогожин<sup>1,2, \*</sup>, Г. Ю. Донцова<sup>1,2, \*\*</sup>, В. Н. Жуковец<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

<sup>2</sup>ФИЦ Единая геофизическая служба РАН, г. Обнинск, Россия

\*E-mail: ail@ifz.ru

\*\*E-mail: donzova@ifz.ru

Поступила в редакцию 12.12.2019 г.

После доработки 13.07.2020 г.

Принята к публикации 31.07.2020 г.

Рассмотрено одно из сильнейших глубоких землетрясений 18.08.2018 г.,  $M_W = 8.2$ ,  $h = 600$  км вблизи о-вов Тонга. Его особенностью является наличие мощной афтершоковой последовательности, что, в общем, нехарактерно для глубоких землетрясений и позволяет рассматривать его как уникальное сейсмическое событие. По афтершокам первых суток получена его трехмерная геометрическая модель очага, изучена сейсмическая история и особенности афтершокового процесса. В частности, оценена продолжительность афтершокового процесса и величина высвободившегося в афтершоках скалярного сейсмического момента. Показано, что очаг землетрясения 18.08.2018 г. относится к NDC-типу. Проведено сравнение некоторых характеристик землетрясения 18.08.2018 г. с таковыми сильного глубокого Охотоморского землетрясения 24.05.2013 г.,  $M_W = 8.3$  у западного побережья Камчатки.

**Ключевые слова:** глубокие землетрясения, афтершоковая последовательность, механизм очага, тензор сейсмического момента, эллипс рассеяния афтершоков.

**DOI:** 10.31857/S0002333721020034

### ВВЕДЕНИЕ

Землетрясение 19.08.2018 г. с  $M_W = 8.2$  и глубиной очага приблизительно в 600 км явилось одним из трех сильнейших глубокофокусных ( $h > 500$  км) землетрясений планеты, вероятно, за всю историю инструментальных сейсмологических наблюдений. Так, в известной монографии по глубоким землетрясениям Клифа Фролиха [Frohlich, 2006], по имеющимся данным [www.globalcmt.org, Abe, 1981] с 1897 г., других сейсмических событий с  $h \geq 300$  км и  $M_W \geq 8.0$  зафиксировано не было. Два других сильнейших глубоких сейсмических события – это землетрясение 9.06.1994 г. в Боливии также с  $M_W = 8.2$  и глубиной очага около 650 км и Охотоморское землетрясение 24.05.2013 с  $M_W = 8.3$  и глубиной очага около 600 км. Через 18 дней после землетрясения 19.08.2018 г., т.е. 06.09.2018 г. уже в районе о-вов Фиджи произошло еще одно сильное глубокофокусное землетрясение с  $M_W = 7.9$  и глубиной очага 610 км. Эпицентр землетрясения 06.09.2018 г. вблизи о-вов Фиджи расположен приблизительно на 250 км западнее эпицентра землетрясения 19.08.2018 г. у о-вов Тонга.

Вероятно, эти два события могут квалифицироваться с точки зрения геодинамики как парные, но событие вблизи о-вов Фиджи не имело выраженной афтершоковой последовательности и здесь рассматриваться не будет.

Согласно предложенной классификации в статье [Миямура, 1972], глубокофокусные землетрясения подразделяются на три интервала глубин: промежуточные ( $60-70 \text{ км} \leq h \leq 300 \text{ км}$ ), переходные ( $300 \text{ км} < h \leq 450 \text{ км}$ ) и глубокие ( $h > 450 \text{ км}$ ). Автор работы [Frohlich, 2006] разделяет глубокофокусные землетрясения только на два интервала глубин – промежуточные ( $60-70 \text{ км} \leq h \leq 300 \text{ км}$ ) и глубокие ( $h > 300 \text{ км}$ ). Согласно любой из этих классификаций, три упомянутых выше землетрясения ( $M_W \geq 8.0$ ) могут быть отнесены к глубоким.

Характерной особенностью землетрясения 19.08.2018 г. у о-вов Тонга является наличие у него мощной афтершоковой последовательности: согласно данным каталога NEIC, за первые сутки после Главного события произошло 165 афтершоков с  $mb \geq 4.0$ , сильнейшим из которых был афтершок с  $M_W = 6.8$ . Он произошел примерно через

4 ч после Главного события приблизительно на 135 км севернее его инструментального эпицентра.

Вообще, наличие полноценных афтершоковых последовательностей у глубоких землетрясений — явление довольно редкое. Полагают, что землетрясения с промежуточными глубинами или глубокие, имеющие более 20 афтершоков, происходят чрезвычайно редко [Wiens, 1996; 1997]. Только очень небольшое число глубоких землетрясений имеют 15 или более афтершоков, регистрируемых телесейсмическими сетями [Frohlich, 2006]. Последнее уточнение представляется важным: там, где телесейсмические сети регистрируют только отдельные афтершоки или не регистрируют их вовсе, региональные сети могут выявить полноценные афтершоковые последовательности. Разумеется, магнитуды таких событий будут сравнительно невелики.

Перечислим несколько афтершоковых последовательностей глубокофокусных землетрясений. После землетрясения 09.03.1994 г. на островах Тонга ( $M_W = 7.6$ ,  $h_{\text{СМТ}} = 568$  км) локальная сеть зарегистрировала 144 афтершока, расположившихся поперек всей толщины зоны Беньофа, причем афтершоки распространились и на сопредельную асейсмичную область [Wiens., 1994; 1996; 2000; McGuire., 1997]. Упомянувшееся выше Боливийское землетрясение 09.06.1994 г. имело по данным локальной сети 89 афтершоков [Myers, 1995], причем и в этом случае область, занятая афтершоками, превосходит предполагаемую зону Вадати—Беньофа. При этом по данным телесейсмических сетей Глубокое Боливийское землетрясение 9.06.1994 г. вовсе не имело афтершоков.

Охотоморское землетрясение 24.05.2013 г. ( $M_W = 8.3$ ,  $h_{\text{СМТ}} = 611$  км), по данным телесейсмических сетей, землетрясение имело всего 2 сильных афтершока: 24.05.2013 г., с  $M_W = 6.7$ ,  $h_{\text{СМТ}} = 642$  км и 01.10.2013 г. так же с  $M_W = 6.7$ ,  $h_{\text{СМТ}} = 585.5$  км. В то же время региональная сеть КФ ЕГС РАН зарегистрировала 112 афтершоков с  $M_W \geq 2.7$ . Ниже афтершоковый процесс Охотоморского землетрясения 2013 г. будет рассмотрен более подробно.

Число глубоких ( $h > 300$  км) землетрясений в зоне Тонга—Кермадек превосходит общее число таких землетрясений во всех остальных сейсмоактивных регионах мира [Frohlich, 2006]. Сейсмичность этой зоны связана с субдукцией Тихоокеанской плиты под плиту Тонга на севере и под плиту Кермадек на юге. В более обобщенном плане архипелаг Тонга расположен на границе Тихоокеанской и Австралийской литосферных плит, к западу от глубоководного желоба Тонга.

Наличие у глубокого землетрясения 19.08.2018 г. вблизи о-вов Тонга ( $h \approx 600$  км) полноценной афтершоковой последовательности делает его достаточно уникальным сейсмическим событием и позволяет оценить некоторые характеристики его очага, а так-

же сравнить динамику релаксационных процессов для глубоких и коровых землетрясений.

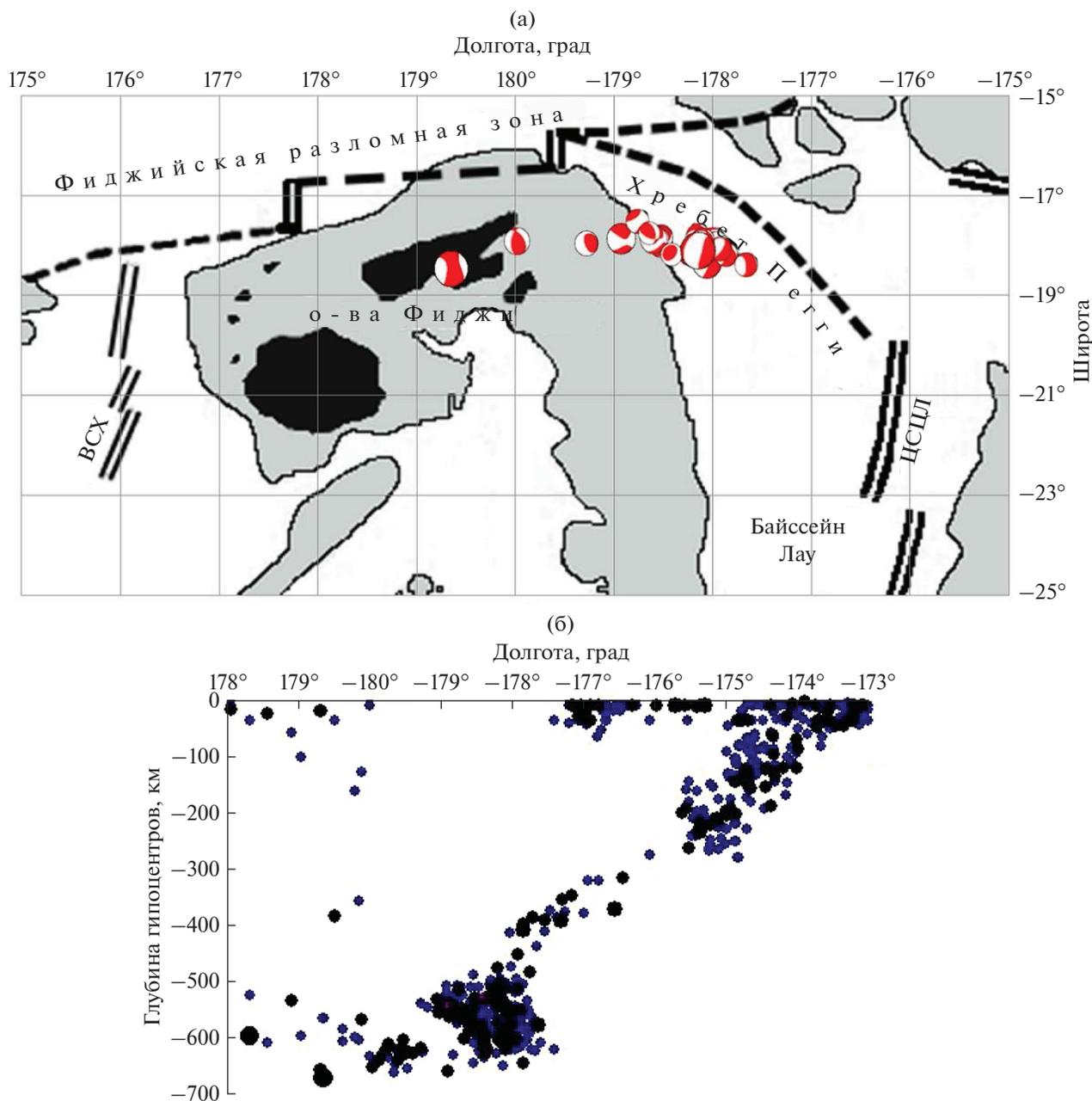
## ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Острова архипелага Тонга образуют островную дугу Тонга—Тофуа северо—северо-восточного простирания, располагающуюся к западу от глубоководного желоба Тонга на стыке двух крупнейших литосферных плит: Индо-Австралийской на западе и Тихоокеанской на востоке [Лукк, 2008; Hannington, 2019]. На рис. 1а, за основу которого взят фрагмент тектонической схемы Тонга-Новогвбридского региона из работы [Колобов, 2003], представлена сеймотектоническая схема размещения эпицентров главного толчка и наиболее сильных афтершоков.

Островная дуга относится к “Тихоокеанскому огненному кольцу”, которое опоясывает весь этот крупнейший на Земле океан. Океаническая кора Тихоокеанской плиты на границе с Индо-Австралийской в районе островов Тонга погружается в западном направлении в мантию вдоль выделяемой здесь зоны субдукции. Наиболее очевидным выражением такой зоны здесь является наличие глубоководного желоба и задугового бассейна Лау (рис. 1а), а также интенсивной вулканической активности на островах, вызванной погружением океанической коры под континентальную и ее частичным плавлением в литосфере. К западу от островной дуги Тонга наблюдается V-образная в разрезе зона бассейна Лау северо—северо-восточного простирания, который протягивается в южном направлении к островам Новой Зеландии.

Вдоль этой межплитной границы Тихоокеанская плита опускается под Индо-Австралийскую в результате непрекращающегося давления в литосфере от сближения этих двух огромных областей. Скорость, с которой происходит этот процесс, относительно высока, в среднем около 7 см в год. Нет полной ясности, является ли этот процесс непрерывным, или он протекает в виде серий внезапных скачков, возможно связанных с крупными землетрясениями. Землетрясения происходят по всей толщине Тихоокеанской плиты. Причем очаги наиболее крупных сейсмических событий иногда занимают всю толщу слэба (рис. 1б). В целом, гипоцентры субдукционных землетрясений распространяются до глубин свыше 600 км.

Еще одной структурной особенностью глубоководного желоба Тонга и Тофуа, обрамляющего вулканическую дугу с востока, является то, что эти структуры резко ограничиваются на севере гигантской зоной разломов системы Фиджи. Здесь, в области главного разрыва в коре, известного как зона разломов Витязь, трог Тонга делает резкий поворот на запад. Зона сочленения разломов



**Рис. 1.** (а) – Сейсмотектоническая схема размещения эпицентров главного толчка (наиболее крупная стереограмма в восточной части облака афтершоков) и сильных глубоких афтершоков ( $h > 400$  км) землетрясения 19.08.2018 г. с  $M_W = 8.2$ , а также эпицентра толчка 06.09.2018 г. с  $M_W = 7.9$  и глубиной гипоцентра 610 км у о-вов Фиджи (наиболее западный эпицентр). Сокращения: ВСХ – Восточный спрединговый хребет, ЦСЦЛ – Центральный спрединговый центр; (б) – структура глубинной сейсмичности по данным каталога NEIC (2004–2019 гг.,  $m_b \geq 4.8$ ) вблизи очага землетрясения 19.08.2018 г.,  $M_W = 8.2$  (в полосе  $17^\circ$ – $19^\circ$  ю.ш.). Ясно наблюдается выполаживание слэба Тихоокеанской плиты на глубинах 500–700 км при достижении нижней границы верхней мантии.

выступает в качестве гигантского дизъюнктивный узла, на северной границе Тихоокеанской плиты в области ее пододвигания под островную дугу Тонга (рис. 1б).

Размещение эпицентров главного толчка и сильных афтершоков землетрясения 19.08.2018 г. с  $M_W = 8.2$  указывает на то, что вытянутый в

западном–юго-западном направлении в сторону очага землетрясения 06.09.2018 г. ( $M_W = 7.9$ ), под островную дугу Фиджи, шлейф афтершоков этого сейсмического события (не относящийся непосредственно к его очагу) располагался на глубинах 450–650 км. Он вытянулся от гипоцентра землетрясения 19.08.2018 г. ( $M_W = 8.2$ ,  $h \approx 600$  км) у

о-вов Тонга, приблизительно  $178^\circ$  з.д., вплоть до гипоцентра землетрясения 06.09.2018 г. ( $M_W = 7.9$ ,  $h = 610$  км) у о-вов Фиджи ( $\sim 178.3^\circ$  в.д.). Отметим, что согласно данным сейсмической томографии слэб Тихоокеанской плиты в районе желоба Тонга ориентирован в западном направлении и погружается в верхнюю мантию под углом  $45^\circ$ . На томографических моделях в переходной зоне между верхней и нижней мантией на глубинах 400–700 км он принимает субгоризонтальное положение [Колобов, 2003]. Таким образом, достаточно протяженный (около 400 км) участок, где гипоцентры располагаются приблизительно в одном интервале глубин, может ассоциироваться с субгоризонтальным положением слэба Тихоокеанской плиты.

На рис. 1б представлен вертикальный разрез структуры сейсмичности между  $17^\circ$  и  $19^\circ$  ю.ш., в окрестности очага глубокого землетрясения 19.08.2018 г.,  $M_W = 8.2$ . При этом гипоцентры землетрясений маркируют положение погружающегося слэба. Видно, что в месте, где плита достигает подошвы верхней мантии, она деформируется и начинает двигаться вдоль нее на запад, как это и видно в плане на рис. 1а.

Смещение в очаге главного толчка представляло собой сброс по пологой плоскости, погружающейся в западном–северо-западном направлении. Такое решение хорошо увязывается с ориентировкой облака эпицентров афтершоков, длинная ось которого вытянута в этом же направлении. Такая интерпретация подвижки в очаге коррелирует с геодинамическими представлениями о приуроченности гипоцентров глубоких сильных толчков к верхней поверхности погружающейся Тихоокеанской плиты.

### СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЯВЛЕНИЯ ГЛУБОКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 19.08.2018 г. В БЛИЗИ О-ВОВ ТОНГА

Информационной базой для выполнения работы служили каталоги NEIC [<http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>] и CMT [<http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>; Dziewonski et al., 1981; Ekström et al., 2012]. В данной работе каталог NEIC использовался как для анализа сейсмической истории, так и для изучения афтершокового процесса землетрясения 19.08.2018 г. Согласно нашей оценке, низшей представительной магнитудой каталога NEIC в области о-вов Тонга признана  $mb = 4.0$ . Каталог CMT содержит наиболее полные данные о тензорах сейсмического момента землетрясений с  $M_W \sim 5.5$  и выше, которые являются представительным для всей планеты приблизительно с начала 90-х гг. прошлого века [Kagan, 2003]. Поэтому при анали-

зе данные каталогов NEIC и CMT использовались совместно.

Для изучения динамики высвобождения скалярного сейсмического момента ( $M_0$ ) рабочий каталог был унифицирован по  $M_W$ . При этом использовалась корреляционная зависимость между магнитудами  $mb$  NEIC и  $M_W$  CMT, полученная по 204 парам значений глубоких ( $h \geq 300$  км) землетрясений в интервале магнитуд  $4.8 \leq mb \leq 5.8$ , в виде:

$$M_W = 1.036mb + 0.183, \quad R_c = 0.962, \quad (1)$$

где  $R_c$  – коэффициент линейной корреляции. При получении зависимости (1) брались средние значения  $M_W$  для каждой магнитуды  $mb$  с шагом 0.1 единицы магнитуды. При этом для  $4.8 \leq mb \leq 5.1$  (где число значений ( $N(M_W)$ )  $M_W$  для каждого значения  $mb$  было больше 35) распределение  $N(M_W)$  было близко к распределению Гаусса. Переход от  $M_W$  к скалярному сейсмическому моменту  $M_0$  осуществлялся по формуле Канамори [Kanamori, 1978]. Отметим, что при применении формулы (1) ошибки могут неконтролируемо возрастать вне интервала магнитуд, в котором она получена.

### ГЕОМЕТРИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ОЧАГА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 19.08.2018 г., $M_W = 8.2$ , $H \approx 600$ КМ

На рис. 2 представлены схемы афтершоков землетрясения за первые сутки (а) и за первый месяц (б) после землетрясения по данным каталога NEIC, здесь и далее ME – главное событие.

Видно, что конфигурации ансамблей афтершоков на рис. 2а и 2б достаточно близки, хотя на рис. 2б отчетливо видно распространение облака афтершоков землетрясения 19 августа на сопредельные структуры, вероятно непосредственно несвязанные с областью очага этого землетрясения. Поэтому при анализе афтершоков, непосредственно относящихся к очагу, мы ограничимся прямоугольной областью с координатами:  $-18.73^\circ \leq \varphi \leq -17.33^\circ$ ,  $-178.73^\circ \leq \lambda \leq -177.53^\circ$ .

Судя по облаку афтершоков 1 сут (рис. 2а), очаг имеет близкую к изометрической форму и немного вытянут в широтном направлении: его размеры с севера на юг оцениваются приблизительно в 155 км, а с запада на восток – в 126 км. Более объективные, хотя и несколько заниженные, данные о размерах очага дают расчеты 1 – сигмового эллипса рассеяния афтершоков ( $mb \geq 4.0$ ) [Лутиков, 2002], согласно которым большая полуось эллипса по афтершокам 1-го дня составила 26.0 км, а малая – 22.6 км. Почти такими же оказались и оценки размеров полуосей эллипса рассеяния и по афтершокам 1-го мес.: соответственно 27.4 и 23.1 км. Координаты геометрического центра ( $\varphi_0$ ,  $\lambda_0$ ) облака афтершоков 1-х сут и 1-го мес. практически совпада-

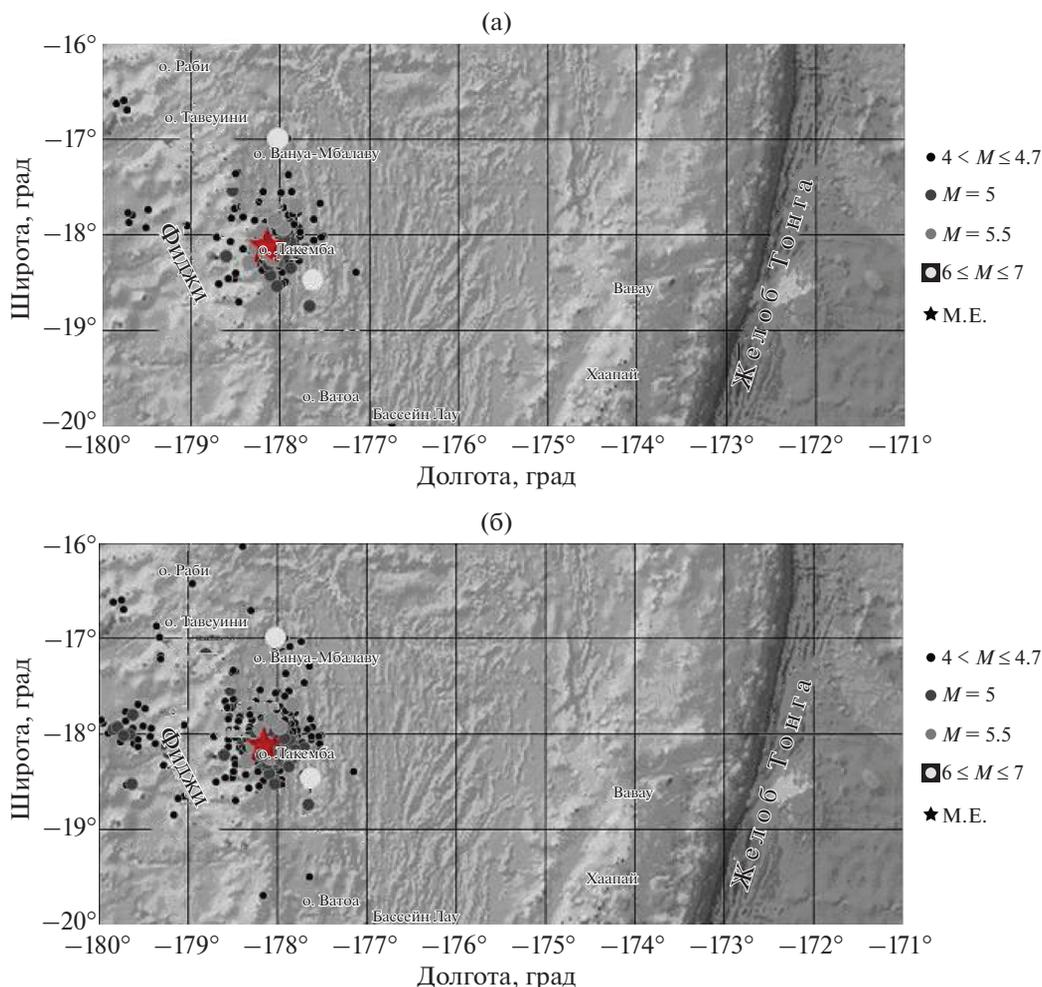


Рис. 2. (а) – Схема афтершоков 1-го дня ( $M_W \geq 4.0$ ) после землетрясения 19.08.2018 г., всего 165 афтершоков; (б) – схема афтершоков 1-го месяца ( $M_W \geq 4.0$ ) после землетрясения 19.08.2018 г., всего 378 афтершоков. На картах главное событие обозначено звездой.

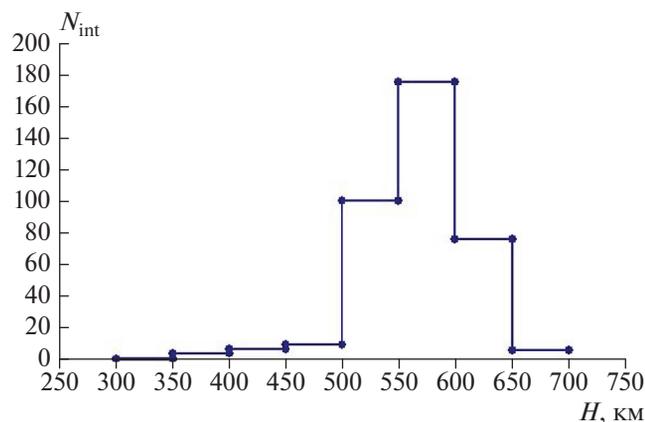
юг: соответственно  $\varphi_0 = -18.06^\circ$ ,  $\lambda_0 = -178.06^\circ$  (сут) и  $\varphi_0 = -18.04^\circ$ ,  $\lambda_0 = -178.08^\circ$  (мес.). При этом координаты инструментального эпицентра ( $\varphi_{\text{ме}} = -18.113^\circ$ ,  $\lambda_{\text{ме}} = -178.152^\circ$ ) отклоняются от координат геометрического центра облака афтершоков всего лишь на сотые доли градуса, что, вероятно, лежит в пределах ошибок их определения.

В работе [Гусев, 1990] была предложена средняя зависимость линейных размеров очага ( $L$ ) от моментной магнитуды  $M_W$  для коровых землетрясений. В соответствии с ней для землетрясения с  $M_W = 8.2$   $L \approx 178$  км, что немного больше полученной здесь визуальной оценки протяженности очага (155 км). При использовании оценок размеров очага для коровых землетрясений визуальным методом [Лутиков, 2002] при пересчете от магнитуды  $M_S$  к  $M_W$  для  $M_W = 8.2$  получим линейную протяженность очага  $L \approx 316$  км, а ширину очага  $W \approx 175$  км, то есть значительно больше его

действительных размеров, судя по афтершокам 1-го дня.

Еще более сильное различие наблюдается при сопоставлении расчетов полуосей эллипсов рассеяния [Лутиков, 2002] облака афтершоков для коровых землетрясений и глубокого землетрясения 19.08.2018 г. у о-вов Тонга. Как уже отмечалось выше, его большая ось оценивается в 52–55 км, а малая – в 45–46 км. Тогда как для корового землетрясения с  $M_W = 8.2$ , согласно оценке, большая ось эллипса рассеяния  $L \approx 143$  км, а его малая ось  $W \approx 88$  км, что приблизительно в 2–3 раза больше, чем для рассматриваемого глубокого землетрясения 19.08.2018 г. у о-вов Тонга.

Таким образом, можно сделать некоторые предварительные выводы относительно размеров очага глубокого ( $h \approx 600$  км) сильного ( $M_W = 8.2$ ) землетрясения 19.08.2018 г. у о-вов Тонга. Очаг землетрясения имеет в плане форму, близкую к изометрической, с размерами большой и малой



**Рис. 3.** Распределение гипоцентров афтершоков 1-го месяца землетрясения 19.08.2018 г. ( $M_W = 8.2$ ) у о-вов Тонга по глубине, построено по 378 афтершокам,  $m_b \geq 4.0$ .

осей, соответственно лежащих в пределах  $55 \leq L \leq 155$  км,  $46 \leq W \leq 126$  км, то есть очаг этого глубокого землетрясения оказывается приблизительно в 2 раза меньше очага корового землетрясения такой же магнитуды.

Рассмотрим теперь распределение гипоцентров афтершоков землетрясения 19.08.2018 г. ( $M_W = 8.2$ ) у о-вов Тонга с глубиной. Такое распределение для афтершоков 1-го месяца ( $m_b \geq 4.0$ ) представлено на рис. 3. Как видно, в интервале глубин 500–650 км сосредоточено около 93% афтершоков. То есть интервал глубин 500–650 км может ассоциироваться с верхней оценкой области локализации очага.

Поскольку большая и малая полуоси эллипса рассеяния афтершоков 1-го дня ориентированы практически с севера на юг и с запада на восток, вдоль этих направлений были построены разрезы облака афтершоков (рис. 4а и 4б).

Судя по области наибольшего сгущения афтершоков, очаг локализован в интервале глубин  $500 \leq h \leq 630$  км. Таким образом, размеры очага по вертикали оказываются близкими к его размерам в плане, то есть очаг, в целом, имеет форму, близкую к изометрической. Это в корне отличает форму очага глубокого землетрясения 19.08.2018 г. вблизи о-вов Тонга от формы очагов близких по магнитуде литосферных землетрясений.

### МЕХАНИЗМ ОЧАГА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 19.08.2018 г., $M_W = 8.2$

На рис. 5 (слева) представлен механизм очага этого землетрясения по данным СМТ [<http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>].

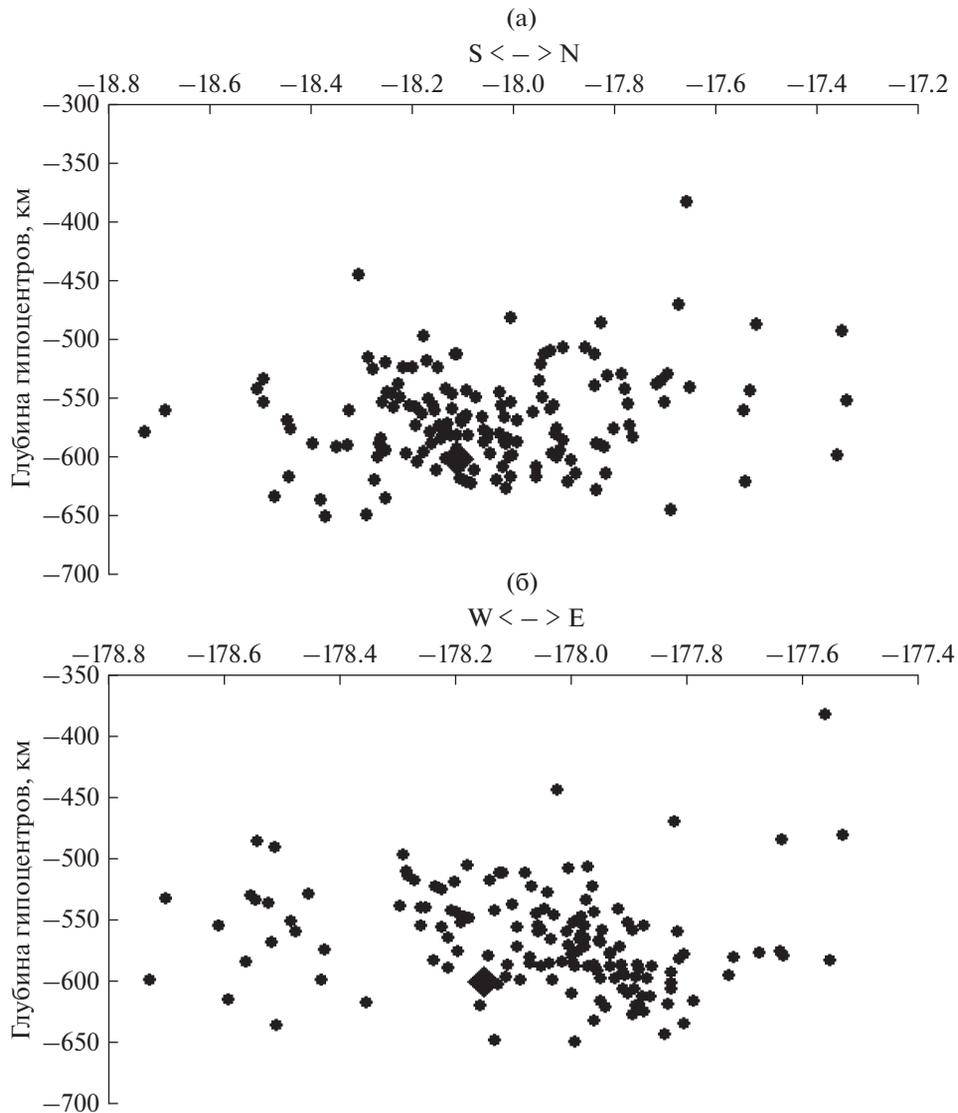
Из рисунка видно, что механизм очага может классифицироваться как сброс и относиться к

выраженному NDC-типу [Frohlich, 1995], характеризуя режим одноосного растяжения. Исследование детерминанта тензора сейсмического момента [Лутиков, 2010] подтверждает этот вывод: детерминант его тензора сейсмического момента, нормированного на скалярный момент ([www.globalcmt.org](http://www.globalcmt.org)), с учетом матрицы ошибок  $\det(M_{ij}/M_0) = 0.140 \pm 0.0045$  является гарантированно положительным и действительно характеризует режим одноосного растяжения.

### СЕЙСМИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ

Была прослежена вся доступная сейсмическая история по ходу высвобождения скалярного сейсмического момента ( $M_0$ ) в окрестности очага глубокого землетрясения 19.08.2018 г.,  $M_W = 8.2$  вблизи о-вов Тонга. При этом оценка размеров области вокруг очага, где рассматривается высвобождение  $M_0$ , не вполне очевидна. Очевидно, что эта область должна совпадать с областью подготовки землетрясения, но сколько-нибудь определенные оценки размеров области подготовки сильного землетрясения отсутствуют. Однако интуитивно кажется, что размеры области подготовки должны, по крайней мере, в несколько раз превосходить его размеры очага. В частности, например, в работе [Родкин, 2007] указывается, что различного типа аномалии наблюдаются в достаточно широкой окрестности сильного ( $M \approx 7$  и более) события на расстояниях от эпицентра главного события, достигающих 4–5 характерных размеров очага [Родкин, 2007]. Исходя из этих соображений, выбранная область анализа была ограничена координатами:  $21.0^\circ$ – $15.0^\circ$  ю.ш.,  $177.0^\circ$ – $180.0^\circ$  в.д. и  $180.0^\circ$ – $176.0^\circ$  з.д. При этом рассматривался интервал глубин  $450 \leq h \leq 650$  км.

Первые сейсмические проявления на этой территории, содержащиеся в каталоге NEIC, относятся к 1919 г., когда 01.01.1919 г. было зарегистрировано сильное глубокое землетрясение с  $M_W = 7.8$  и  $h \approx 485$  км. После этого вплоть до 1963 г. в каталог попадали только отдельные, наиболее сильные события с  $M_W \geq 7.0$ . Достаточно подробным каталог NEIC для этого района становится только с 1973 г. На рис. 6 представлен временной ход высвобождения кумулятивного (накопленного) скалярного сейсмического момента  $M_{0cum}$  в области, ограниченной обозначенными выше координатами. Использование при этом логарифмической зависимости вместо ожидаемой линейной (удовлетворяющей гипотезе стационарности сейсмического режима), вероятно, нуждается в некотором пояснении. Использование логарифмической зависимости, помимо эффекта сглаживания, позволяет показывать в пределах одного графика различающиеся в десятки раз ординаты. В то же время замена линейной зависимости ло-



**Рис. 4.** Глубинный разрез облака афтершоков 1-го дня в направлении юг–север (а); запад–восток (б). Построен по 151 афтершоку ( $m_b \geq 4.0$ ). Главное событие обозначено большим ромбом.

гарифмической на коротком отрезке времени, по сравнению с длящейся многие столетия фазой стационарности сейсмического режима, не приводит к большим искажениям, поскольку при этом, как нетрудно показать, может быть удержан только линейный член разложения экспоненты в ряд.

Из рис. 6 отчетливо видно, что доступный для анализа период времени оказался слишком коротким, чтобы оценить дефицит в высвобождении  $M_0$ . Действительно, в аналитическом виде регрессия на рис. 6 имеет вид:

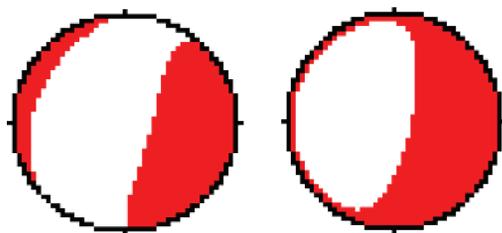
$$\lg M_{0\text{cum}} = 0.010t + 1.199, \quad R_c = 0.937. \quad (2)$$

Из зависимости (2) также следует, что за весь рассматриваемый период дефицит в высвобождении

$M_0$  практически не накапливался, так что на момент возникновения землетрясения 19 августа 2018 года его величина составила  $\Delta M_{0\text{cum}} \approx 5.77 \times 10^{19} \text{ Н} \cdot \text{м}$ , то есть он оказался внутри ошибок регрессии (2). Очевидно, что период подготовки глубокого землетрясения с магнитудой  $M_W > 8.0$  в отдельном регионе, вероятно, заметно превосходит 100 лет.

Погодовое высвобождение  $M_0$  в этой области, которое удалось проследить с 1972 г. (рис. 7), также не демонстрирует убедительных свидетельств подготовки сильного глубокого землетрясения 19.08.2018 г.

Единственной особенностью рис. 7 является не слишком надежный намек на сейсмическое за-



**Рис. 5.** Механизмы очагов землетрясений 19.08.2018 г.,  $M_W=8.2$ ,  $h=600$  км (слева) и Охотоморского землетрясения 24.05.2013 г.,  $M_W=8.3$ ,  $h=611$  км (справа) по данным каталога CMT.

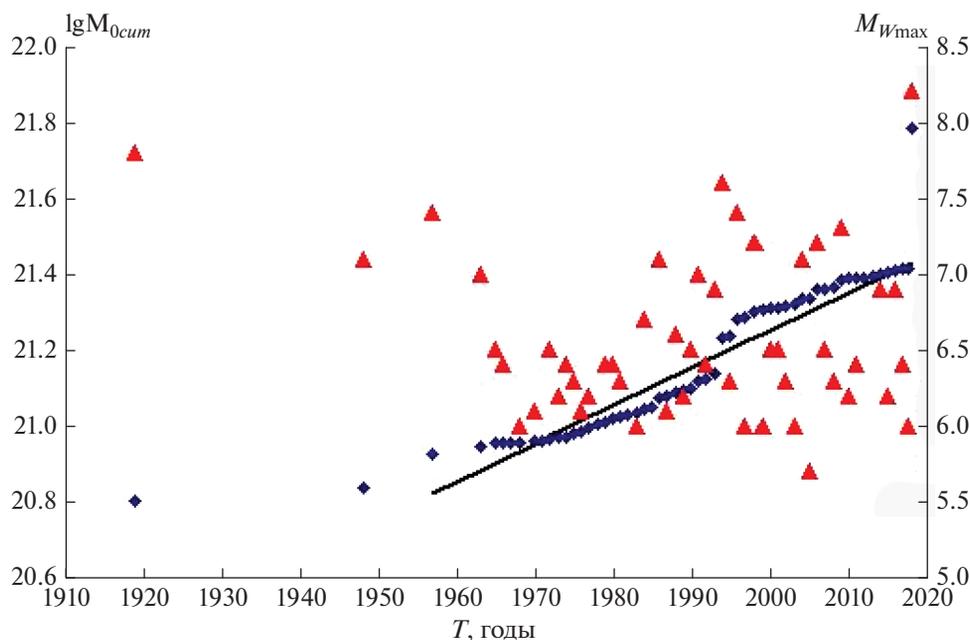
тишь перед землетрясением 19.08.2018 г. в 2010–2013 гг., сменившееся с 2014 г. небольшой, не превосходящей фон, сейсмической активизацией.

### ОСОБЕННОСТИ АФТЕРШОКОВОГО ПРОЦЕССА

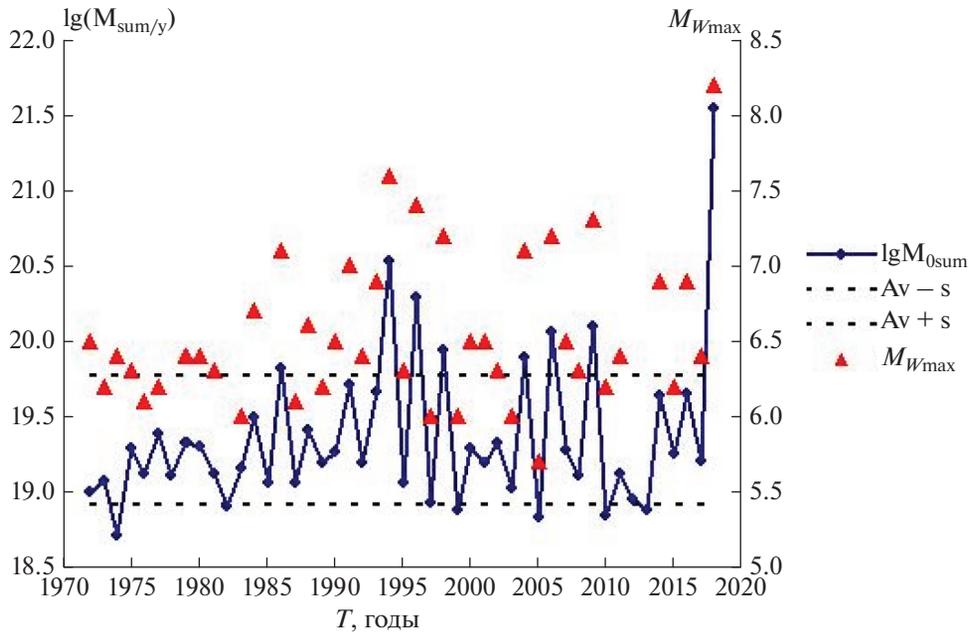
Афтершоковый процесс глубокого землетрясения 18.08.2018 г. вблизи о-вов Тонга представляется абсолютно нетипичным, учитывая его глубину гипоцентра ( $h=600$  км). Как по числу заметных ( $m_b \geq 4.0$ ) афтершоков, так и по его продолжительности он, скорее, подобен афтершоковому процессу типичного корового землетрясения. Землетрясение имело 5 афтершоков с  $M_W \geq 6.0$ , наиболее сильные из которых:  $M_W=6.8$  (произошел приблизительно через

4 ч после Главного события (ME) [<http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>],  $M_W=6.7$  30.09.2018 г. и  $M_W=6.8$  18.11.2018 г. [<http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>].

В соответствии с рис. 2б и рис. 4 изучение афтершокового процесса было ограничено территорией:  $-20.5^\circ \leq \varphi \leq -16.0^\circ$ ,  $-180.0^\circ \leq \lambda \leq -176.5^\circ$  и интервалом глубин  $400 \leq h \leq 650$  км. На рис. 8 представлен посуточный временной ряд высвобождения  $M_0$  в афтершоках по 19.09.2019 г. Как видно из рис. 8, с середины марта 2019 г. происходит постепенный выход кривой  $M_{0aft}/\text{день}$  на фон, где он находился более 4-х мес. При этом уровень фона (среднее значение и коридор стандартных отклонений) определялся по многолетнему уровню фона на рис. 6, пересчитанного с годового на посуточное высвобождение  $M_0$  и с учетом приблизительно в 3 раза меньшей площади анализа в случае афтершоков. Сильное землетрясение 01.09.2019 г. ( $M_W=6.7$ ,  $h \approx 600$  км) которое произошло в афтершоковой области рассматриваемого землетрясения 19.08.2018 г., по видимому, все же не является его афтершоком. Ниже будут приведены некоторые соображения по этому поводу. Поэтому окончание афтершокового процесса, конечно, с известной долей условности можно обозначить концом апреля 2019 г., то есть его продолжительность можно оценить в 247 дней или примерно в 8 мес. За это время высвободившийся в афтершоках  $M_0$  со-



**Рис. 6.** Временной ход высвобождения  $M_{0cum}$  в области подготовки глубокого землетрясения 19.08.2018 г. с 1919 по 2018 гг. включительно. Прямой линией показана линейная регрессия, аппроксимирующая наблюдаемые данные за период с 1957 по 2003 гг. включительно. Треугольниками показаны магнитуды (правая ось ординат) наиболее сильных ( $M_W \geq 5.7$ ) глубоких сейсмических событий ( $h \geq 450$  км).



**Рис. 7.** Погодовое высвобождение  $M_0$  в области  $21.0^\circ\text{--}15.0^\circ$  ю.ш.,  $177.0^\circ\text{--}180.0^\circ$  в.д. и  $180.0^\circ\text{--}176.0^\circ$  з.д.;  $450 \leq h \leq 650$  км с 1972 по 2018 гг. включительно. Треугольниками показаны магнитуды (правая ось ординат) наиболее сильных ( $M_W \geq 5.7$ ) глубоких сейсмических событий ( $h \geq 450$  км). Пунктиром дан коридор стандартных отклонений.

ставил  $\approx 9.85 \times 10^{19}$  Н·м или приблизительно 3.9% от  $M_0$  Главного события 19.08.2018 г. Такая оценка вполне соответствует, например, полученной ранее средней оценке для коровых Курило-Камчатских землетрясений [Лутиков, 2013], что также вряд ли типично для глубоких землетрясений.

На рис. 9а показан посуточный временной ряд высвобождения  $M_0$  в афтершоках в течение 1-го мес. после МЕ. Видно, что в течение первых 1–3 нед. после МЕ афтершоковый процесс может удовлетворять аналогу закона Омори [Omori, 1894; Utsu, 1961], сформулированного в терминах высвобож-

дения в афтершоках скалярного сейсмического момента  $M_0$ . Действительно, первые 22 дня афтершокового процесса перестроены на рис. 9б в билогарифмическом масштабе. На рисунок также добавлены линии регрессии за первые 7 (сплошная прямая), 17 (пунктир с точками) и 22 дня (простой пунктир) афтершокового процесса.

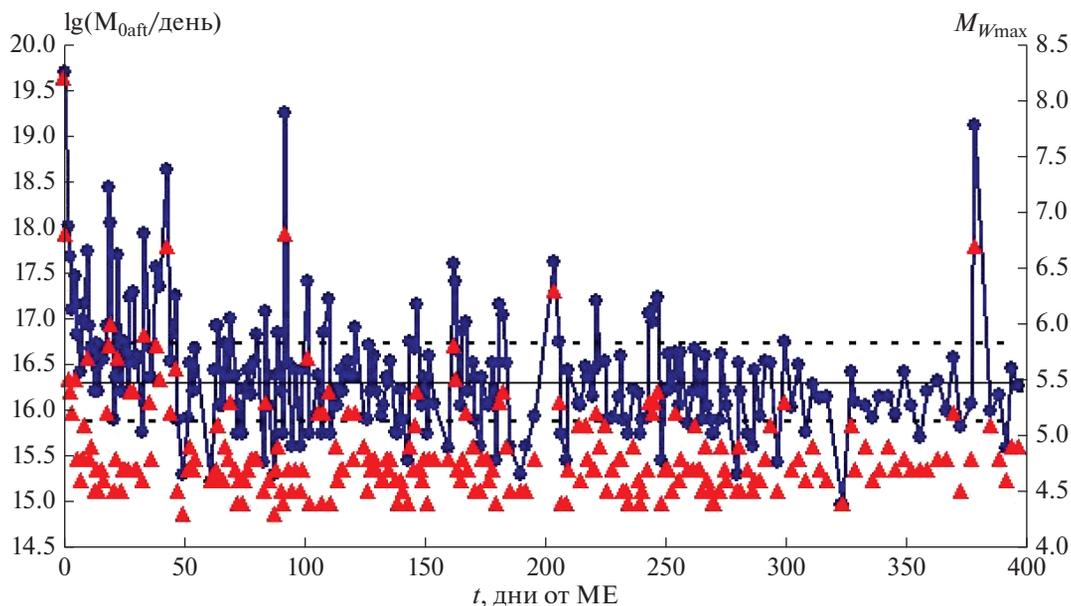
В уравнения регрессии в знаменатели добавлена 1 для того, чтобы избежать сингулярности в нуле. В результате они имеют вид:

$$\begin{aligned} 7 \text{ дней } M_0 [\text{Н} \cdot \text{м}/\text{день}] &= 20.70 / (1 + t)^{4.72}, & R_c &= 0.948, \\ 17 \text{ дней } M_0 [\text{Н} \cdot \text{м}/\text{день}] &= 19.44 / (1 + t)^{2.49}, & R_c &= 0.8255, \\ 22 \text{ дня } M_0 [\text{Н} \cdot \text{м}/\text{день}] &= 18.92 / (1 + t)^{1.78}, & R_c &= 0.613. \end{aligned} \quad (3)$$

Из формул (3) следует, что величина коэффициента корреляции обратно пропорциональна числу дней, по которым строилась регрессия; при этом уменьшается и показатель степени в знаменателе. Из формул (3) также следует, что аналог закона Омори в терминах высвобождения  $M_0$  для афтершоковой последовательности глубокого землетрясения 19.08.2018 г. удовлетворительно

соблюдается в течение первых 17 дней после его начала.

Вернемся к оценке продолжительности афтершоковой последовательности. На рис. 10 представлен временной ход высвобождения кумулятивного (накопленного) скалярного сейсмического момента в афтершоках ( $M_{0\text{aft}}$ ) в долях от  $M_0$  Главного события ( $M_{0\text{me}}$ ) в области повторных



**Рис. 8.** Посуточный временной ряд высвобождения  $M_0$  в афтершоках по конец марта 2019 г. Тонкой горизонтальной линией показан средний уровень фона; пунктирными линиями дан коридор стандартных отклонений. Треугольниками обозначены максимальные магнитуды (правая ось ординат) глубоких сейсмических событий ( $h \geq 400$  км) на каждом шаге дискретизации.

толчков землетрясения 19.08.2018 г. По начальному этапу (2–78 дни) афтершокового процесса была построена линейная регрессия в виде:

$$M_{0aft}/M_{0me} = (0.000154 \pm 0.000006)t + 0.0187 \pm 0.0005, \quad R_c = 0.951. \quad (4)$$

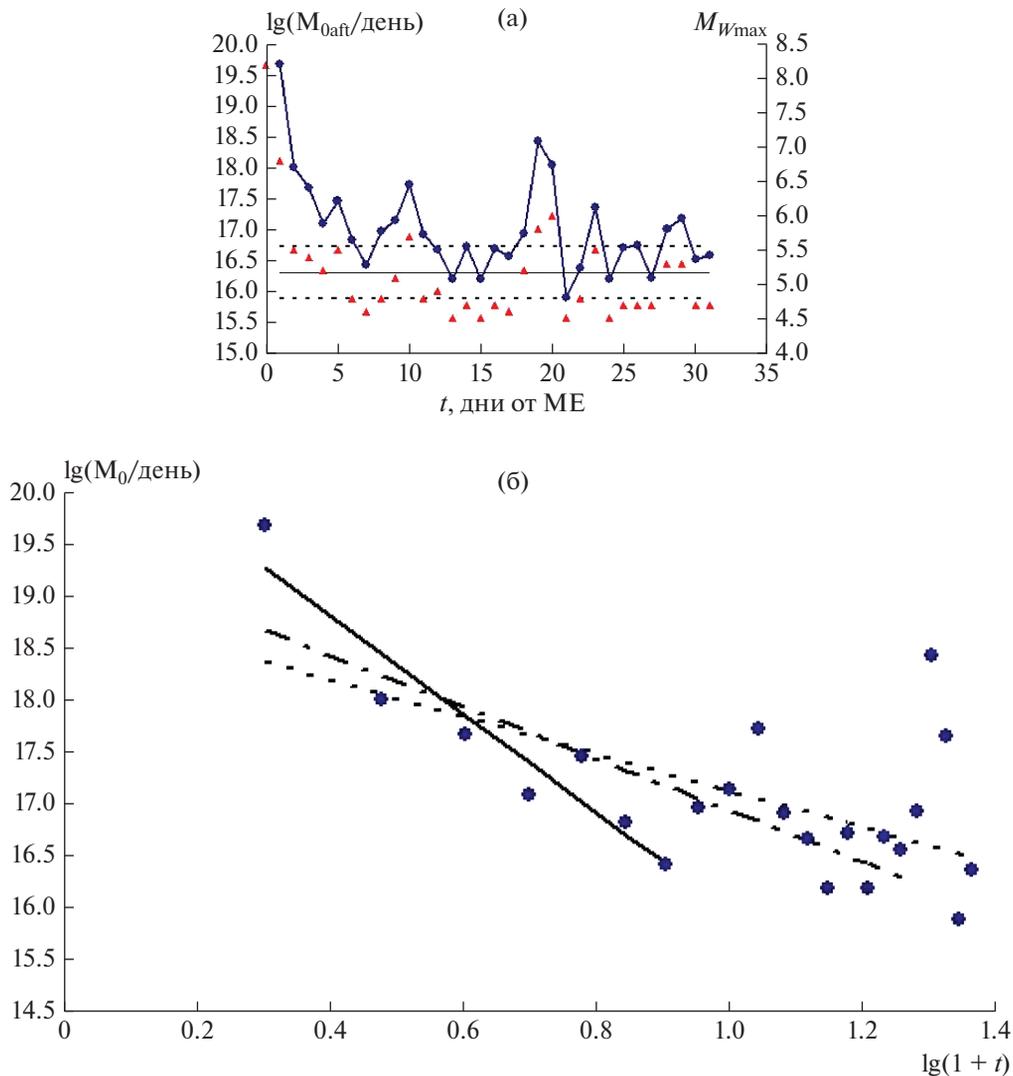
Из рис. 10 видно, что к моменту возникновения сильного афтершока 18.11.2018 г. ( $M_W = 6.8$ ,  $h = 540$  км) возник определяемый по разности прогнозного (линия регрессии) и наблюдаемого значений  $M_{0aft}$  дефицит в высвобождении  $M_{0aft}$   $\Delta M_0 = 9.54 \times 10^{18}$  Н·м, что соответствует землетрясению с магнитудой  $M_W = 6.6$  при фактической моментной магнитуде афтершока 6.8. То есть прогнозная и фактическая магнитуды практически совпадают. После афтершока 18.11.2018 г. произошло быстрое расхождение регрессионной и наблюдаемой зависимостей  $M_{0aft}(t)$ , что может быть индикатором постепенного завершения афтершокового процесса. Интервал времени с 30.09.2018 г. (43-й день от МЕ) по 17.11.2018 г. (91-й день от МЕ), соответствующий столбчатому участку графика  $M_{0aft}/M_{0me}$ , может рассматриваться в качестве внутреннего сейсмического затихания перед афтершоком 18.11.2018 г. с  $M_W = 6.8$  внутри афтершоковой последовательности. Как видно из рис. 10, этим афтершоком завершается квазистационарная фаза высвобождения  $M_0$  внутри афтершокового процесса, индикатором чего служит начавшееся резкое расхождение прогнозной и наблюдаемой зависимости на рис. 10. Поэтому

достаточно сильное глубокое сейсмическое событие 01.09.2019 г. ( $M_W = 6.7$ ), по нашему мнению, уже вряд ли является афтершоком землетрясения 19.08.2018 г.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Интересно сравнить некоторые представленные в этой работе характеристики землетрясения 19.08.2018 г. у о-вов Тонга с таковыми Охотоморского землетрясения 24.05.2013 г.,  $M_W = 8.3$ . На рис. 11 представлена карта афтершоков Охотоморского землетрясения первых суток после главного события, всего 62 афтершока ( $M_W \geq 3.0$ ); интервал глубин  $460 \leq h < 700$  км. При этом использовался Региональный каталог землетрясений Камчатки КФ ЕГС РАН [<http://www.emsd.ru>].

Представляется, что очаг землетрясения оконтуривается наиболее плотным скоплением афтершоков в северной части их облака, ограниченными координатами  $53.70^\circ \leq \varphi \leq 55.1^\circ$ ,  $152.90^\circ \leq \lambda \leq 155.3^\circ$ . Распространяющийся далее к югу и юго-западу шлейф достаточно редко расположенных афтершоков уже вряд ли непосредственно относится к очагу Охотоморского землетрясения. При этом сильный афтершок 24.05.2013 г. ( $M_W = 6.7$ ), который произошел в 14 ч 56 мин, вероятно, также непосредственно не относится к очагу Охотоморского землетрясения. Отметим, что направленный на ЮЗ, в сторону сильного афтершока 14 ч 56 мин, шлейф редких афтершоков вместе с частью облака, которая рассматривается как очаг,

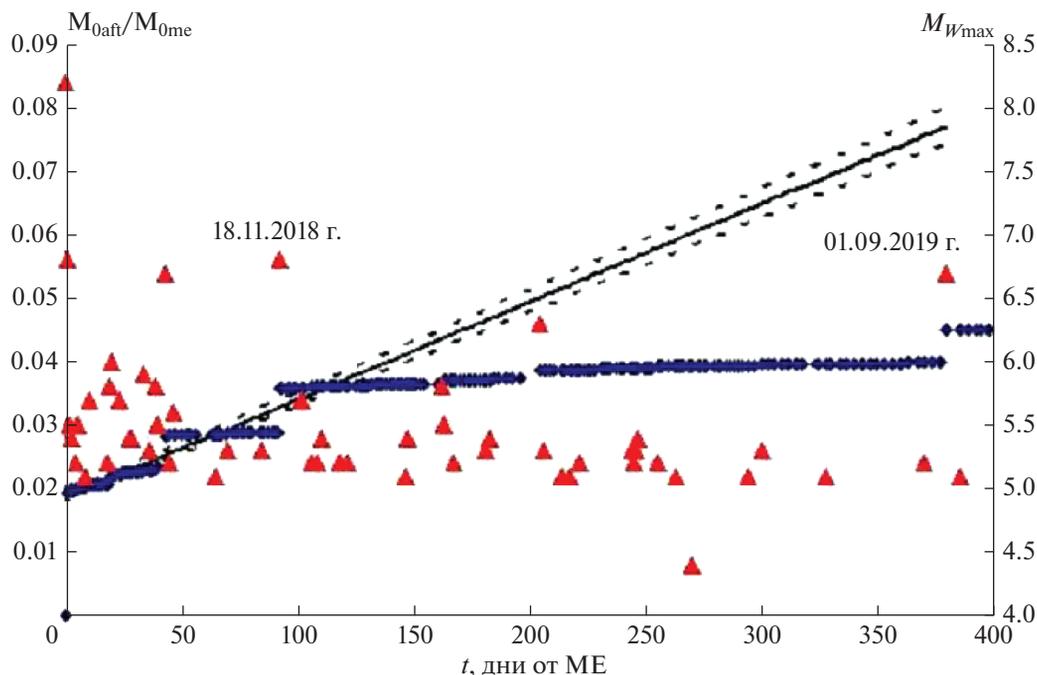


**Рис. 9.** (а) – Посуточный временной ряд высвобождения  $M_0$  в афтершоках в течение 1-го месяца после МЕ. Тонкой горизонтальной линией показан средний уровень фона; пунктирными линиями дан коридор стандартных отклонений. Треугольниками обозначены максимальные магнитуды (правая ось ординат) глубоких сейсмических событий ( $h \geq 400$  км) на каждом шаге дискретизации; (б) – первые 22 дня посуточного временного хода высвобождения  $M_0$  в афтершоках, перестроенного в билогарифмическом масштабе. На рисунок добавлены линии регрессии за первые 7 (сплошная прямая), 17 (пунктир с точками) и 22 дня (простой пунктир) афтершокового процесса.

образует достаточно причудливую фигуру, отчасти напоминающую запятую. Здесь надо заметить, что инструментальный очаг Охотоморского землетрясения 2013 г. расположен на северной границе области субдукции [Сильные..., 2014]. Поэтому весь сейсмический процесс распространяется только на юг и ЮЗ. Подобно зоне субдукции у о-вов Тонга и здесь достигший подошвы верхней мантии слэб Тихоокеанской плиты начинает течь на ЮЗ вдоль ее нижней границы, причем это течение в данном случае маркируется афтершоками “шлейфа”. Представляется, что нет оснований полагать, что этот вытянутый вдоль нижней границы верхней мантии “язык” афтершоков является частью очага Охотоморского зем-

летрясения. В пользу достаточно простой формы очага говорит и сравнительно небольшая его NDC-составляющая (см. ниже).

Следует отметить, что предложенное здесь выделение по афтершокам области очага не вполне совпадает с таковым в монографии [Сильные..., 2014, с. 60]. Согласно визуальной оценке, размеры очага оцениваются как  $L \approx 147$  км,  $W \approx 142$  км, что сопоставимо с размерами очага глубокого землетрясения 19.08.2018 г. у о-вов Тонга. Показательно, что и в случае Охотоморского землетрясения его очаг также имеет форму, близкую к изометрической. Если аппроксимировать очаг эллипсом с размерами осей  $L$  и  $W$ , то его площадь можно оце-



**Рис. 10.** Временной ход высвобождения кумулятивного (накопленного) скалярного сейсмического момента в афтершоках ( $M_{0aft}$ ) в долях от  $M_0$  Главного события ( $M_{0me}$ ). Сплошной прямой показана линейная регрессия, пунктирными линиями – коридор стандартных отклонений. Треугольниками обозначены афтершоки (вторая ось ординат).

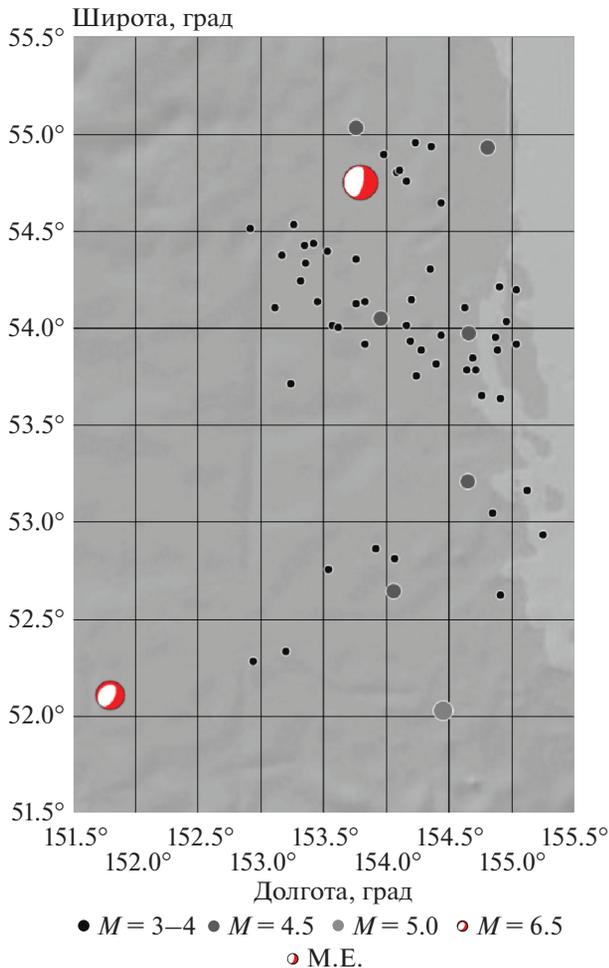
нить как 16.4 тыс. км<sup>2</sup>. Это почти в 2 раза меньше, чем приведенная в работе [Варга, 2017] оценка площади очага в 26.4 тыс. км<sup>2</sup>. В случае Охотоморского землетрясения центр тяжести эпицентров, характеризующих очаг, облака афтершоков ( $\varphi = 54.274^\circ$ ,  $\lambda = 154.058^\circ$ ) не совпадают с его инструментальным эпицентром с координатами  $\varphi = 54.75^\circ$ ,  $\lambda = 153.79^\circ$ , что, вероятно, обусловлено его близостью к северной границе зоны субдукции. При этом расхождение координат инструментального эпицентра и центра тяжести эпицентров облака афтершоков составило  $\Delta\varphi \approx 0.48^\circ$ ,  $\Delta\lambda \approx 0.27^\circ$ .

Согласно полученным нами оценкам, высвободившийся в афтершоках скалярный сейсмический момент  $M_{0aft} = 3.1 \times 10^{19}$  Н · м или около 0.78% от  $M_0$  главного события. Оценка продолжительности афтершокового процесса в соответствии с предложенным в работе [Лутиков, 2013] критерием отсутствия афтершоков (вплоть до нижней предельной магнитуды) в течение месяца составила около 10.5 мес. При этом если афтершоковая последовательность Охотоморского землетрясения сопоставима по продолжительности с афтершоковой последовательностью землетрясения 19.08.2018 г. у о-вов Тонга, то высвободившийся в ее ходе  $M_{0aft}$  в 5 раз меньше (в долях  $M_0$  главного события) от такового при афтершоковой последовательности землетрясения у о-вов Тонга.

На рис. 12 представлено распределение гипоцентров афтершоков Охотоморского землетрясения ( $M_I \geq 3.6$ ), построенное по 105 афтершокам [<http://www.emsd.ru>].

В этом случае в интервале глубин 550–700 км сосредоточено 75.5% афтершоков. Но заметное число гипоцентров афтершоков локализовано на глубинах 450–550 км (24.5%). В этом случае уже интервал глубин 550–700 км может ассоциироваться с верхней оценкой области локализации очага, то есть в этом случае очаг, вероятно, локализован на глубинах  $550 < h < 700$  км.

Механизм очага Охотоморского землетрясения 24.05.2013 г. по данным СМТ-каталога также представлен на рис. 5 (справа). На первый взгляд может показаться, что левый и правый механизмы на рис. 5 похожи. Однако это не совсем так. При определении типа подвижки в очаге в сейсмологической практике обычно используется коэффициент Лоде–Надаи (LNK) в виде  $LNK = 3M_2/(M_1 - M_3)$ , где  $M_1 > M_2 > M_3$  – с.з. тензора сейсмического момента. При этом всегда  $M_1 > 0$ , а  $M_3 < 0$ . В случае наших землетрясений  $LNK = -0.177$  (о-ва Тонга), что соответствует режиму одноосного растяжения, и  $LNK = 0.137$  (Камчатка), что соответствует режиму одноосного сжатия. Очевидно, что разные знаки LNK никак не могут свидетельствовать в пользу одинакового типа подвижки в очагах этих землетрясений. Некоторое же сходство механизмов на стереограммах, при-

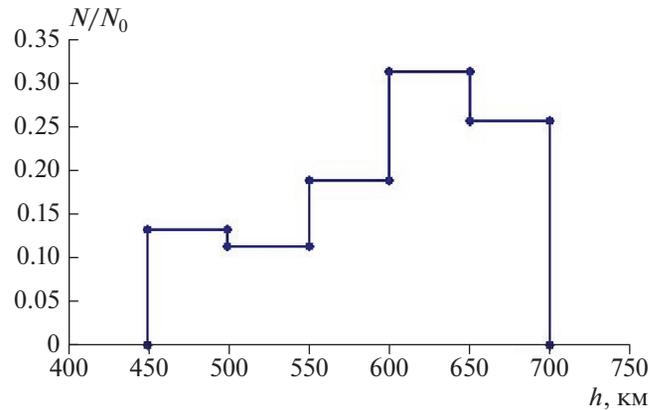


**Рис. 11.** Схема афтершоков глубокого Охотоморского землетрясения 24.05.2013 г. ( $M_W = 8.3$ ,  $h = 630$  км). Первые сутки после времени в очаге главного события; всего 62 афтершока ( $M_W \geq 3.0$ ). Главное событие представлено механизмом очага (по данным СМТ-каталога). Стереограммой меньшего размера показан сильный афтершок 24.05.2013 г., 14 ч 56 мин ( $M_W = 6.7$ ).

веденных на рис. 5, обусловлено, вероятно, сравнительно небольшими абсолютными величинами LNK.

Исследование детерминанта тензора сейсмического момента [Лутиков, 2010] показывает, что детерминант тензора сейсмического момента, нормированного на скалярный сейсмический момент ([www.globalcmt.org](http://www.globalcmt.org)), с учетом матрицы ошибок  $\det(M_{ij}) = -0.0903 \pm 0.0044$  является гарантированно отрицательным и действительно характеризует режим одноосного сжатия, хотя величина NDC-составляющей здесь несколько меньше. Следовательно, механизм здесь – взрывового типа.

Сравнительный анализ афтершоковых полей двух сильнейших ( $M_W > 8.0$ ) за весь период инструментальных наблюдений глубоководных



**Рис. 12.** Распределение гипоцентров афтершоков Охотоморского землетрясения 24.05.2013 г. ( $M_W = 8.3$ ,  $h = 630$  км) по глубине, построено по 106 афтершокам,  $M_I \geq 3.6$  [<http://www.emsd.ru>].

землетрясений, у о-вов Тонга 19.08.2018 г. и Охотоморского 24.05.2013 г. показал, что наряду с индивидуальными различиями между ними имеется важное сходство, выражающееся в близкой к изометрической форме их очагов. Общим является и то, что, судя по афтершоковым последовательностям первых суток, линейные размеры очагов этих землетрясений приблизительно в 2 раза меньше линейных размеров коровых землетрясений с такими же магнитудами.

Природа глубоких землетрясений до сих пор не вполне ясна. В частности, довольно подробный критический обзор возможных физических моделей возникновения глубоководных землетрясений содержится в работе [Лыскова, 2014]. Обычно предполагалось, что возникновение глубоководных землетрясений связано с фазовыми превращениями в нижней части верхней мантии [Калинин, 1989; Родкин, 2009]. В какой-то мере альтернативной является гипотеза об определяющей роли флюидной активности Земли, когда восходящие струи флюида взаимодействуют с веществом в окрестности будущей очаговой зоны. Определяющую роль при этом играют водородные интервенции в область будущего очага глубоководного землетрясения [Собисевич, 2014]. Представляется, что обе эти гипотезы не противоречат установленной здесь близкой к изометрической форме очага двух рассмотренных глубоководных сильнейших землетрясений.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сформулируем полученные здесь основные результаты:

1. Установлено, что очаг сильного глубоководного землетрясения 19.08.2018 г.,  $M_W = 8.2$  у о-вов Фиджи и Тонга имеет близкую к изометрической

форму с верхними оценками его размеров по направлениям 155 км (С–Ю), 126 км (В–З), 130 км (З). Близкие оценки формы и размеров очага получены и для глубокого Охотоморского землетрясения 24.05.2013 г.,  $M_w = 8.3$ . При этом, судя по афтершоковым полям первых суток, линейные размеры очагов этих землетрясений приблизительно в 2 раза меньше линейных размеров коровых землетрясений с такими же магнитудами.

2. Механизмы очагов землетрясений 19.08.2018 г.,  $M_w = 8.2$ ,  $h = 600$  км (слева) и Охотоморского землетрясения 24.05.2013 г.,  $M_w = 8.3$ ,  $h = 611$  км гарантированно относятся к очагам НДС-типа, причем очаг землетрясения 2018 г. у о-вов Фиджи и Тонга может классифицироваться как сброс и характеризует режим одноосного растяжения. В то же время очаг Охотоморского землетрясения 2013 г. относится к взбросовому типу и характеризует режим одноосного сжатия.

3. Рассмотрение доступной сейсмической истории в предполагаемой области подготовки глубокого землетрясения 19.08.2018 г.,  $M_w = 8.2$  у о-вов Тонга показало, что его период подготовки, вероятно, заметно превосходит 100 лет.

4. Продолжительность афтершокового процесса глубокого землетрясения 19.08.2018 г.,  $M_w = 8.2$  у о-вов Тонга, конечно, с известной долей условности может быть оценена в 247 дней или приблизительно в 8 мес. Для Охотоморского землетрясения 24.05.2013 г.,  $M_w = 8.3$  продолжительность афтершокового процесса оценена приблизительно в 10.5 мес., что сопоставимо с продолжительностью афтершокового процесса землетрясения у о-вов Тонга.

5. Высвободившийся в афтершоках глубокого землетрясения 19.08.2018 г.,  $M_w = 8.2$  у о-вов Тонга  $M_0 \approx 9.85 \times 10^{19}$  Н · м или приблизительно 3.9% от  $M_0$  Главного события 19.08.2018 г. Такая оценка вполне соответствует, например, полученной ранее средней оценке для коровых Курило-Камчатских землетрясений, что вряд ли типично для глубоких землетрясений. В частности, для глубокого Охотоморского землетрясения 24.05.2013 г.,  $M_w = 8.3$  высвободившийся в афтершоках  $M_0 \approx 3.1 \times 10^{19}$  Н · м или около 0.78% от  $M_0$  главного события, что в долях  $M_0$  главного события в 5 раз меньше, чем для землетрясения у о-вов Тонга.

6. Установлено, что аналог закона Омори в терминах высвобождения  $M_0$  для афтершоковой последовательности глубокого землетрясения 19.08.2018 г. года удовлетворительно соблюдается в течение первых 17 дней после его начала.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Варга П., Рогожин Е.А., Шулёв Б., Андреева Н.В. Оценка энергии, высвободившейся при сильнейших ( $M \geq 7$ )

глубокофокусных сейсмических событиях с учетом данных о землетрясении в Охотском море 24 мая 2013 г. ( $M_w = 8.3$ ) // Физика Земли. 2017. № 3. С. 62–87.

Гусев А.А., Мельникова В.Н. Связи между магнитудами – среднемировые и для Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1990 г. № 6. С. 55–64.

Калинин В.А., Родкин М.В., Томашевская И.С. Геодинамические эффекты физико-химических превращений в твердой среде. М.: Наука. 1989. 158 с.

Колобов В.Ю., Кулаков И.Ю., Тикунов Ю.В. Глубинное строение и геодинамическая эволюция Тонга-Новогебридского региона по данным сейсмической томографии // Геотектоника. 2003. № 2. С. 87–97.

Лукк А.А., Шевченко В.И. Островные дуги, глубокоководные желоба и сейсмофокальные зоны Индонезии и Тихого океана: сходство и различия // Физика Земли. 2008. № 2. С. 3–38.

Лутиков А.И., Донцова Г.Ю. Оценка линейных размеров очагов землетрясений Камчатки по размерам облака афтершоков // Физика Земли. 2002. № 6. С. 46–56.

Лутиков А.И., Юнга С.Л., Кучай М.С. Сейсмические источники, не удовлетворяющие модели двойного диполя: критерий выявления и распределение в островных дугах // Геофизические исследования. 2010. Т. 11. № 3. С. 11–25.

Лутиков А.И., Родина С.Н. Временные и энергетические параметры афтершокового процесса Курило-Камчатских землетрясений // Геофизические исследования. 2013. Т. 14. № 4. С. 5–17.

Лыскова Е.Л. Глубокофокусные землетрясения // Вопросы геофизики. 2014. Вып. 47. С. 62–74.

Миямура С. Сейсмичность Земли. Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир. 1972. С. 93–103.

Родкин М.В. О процессе формирования “очага землетрясения”: новые данные и стохастическая модель развития неустойчивости // Физическая мезомеханика. 2007. Т. 10. № 1. С. 39–46.

Родкин М.В., Рукавишников Т.А. Процессы разупрочнения в окрестности сильных землетрясений и в зонах фазовых превращений в верхней мантии // Геофизические исследования. 2009. Т. 10. № 3. С. 51–58.

Сильные камчатские землетрясения 2013 года / Чебров В.Н. Петропавловск-Камчатский: Холд. комп. “Новая книга”. 2014. С. 252. ISBN 978-5-7750-298-7.

Собисевич Л.Е., Собисевич А.Л., Канониди К. Х. О механизме формирования очагов глубокофокусных землетрясений // Докл. РАН. 2014. Т. 459. № 1. С. 100–105.

Abe K. Magnitudes of large shallow earthquakes from 1904 to 1980 // Phys. Earth Planet. Inter. 1981. V. 27. P. 72–82.

Dziewonski A.M., Chou T.A., Woodhouse J.H. Determination of earthquake source parameters from wave-form data for studies of global and regional seismicity // J. Geophys. Res. 1981. V. 86. P. 2825–2852.

Ekström G., Nettles M., Dziewonski A.M. The global CMT project 2004–2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes // Phys. Earth Planet. Inter. 2012. V. 200–201. P. 1–9.

<https://doi.org/10.1016/j.pepi.2012.04.002>

Frohlich C. Characteristics of Well-Determined Non-Double-Couple Earthquakes in the Harvard CMT Catalog // Phys. Earth Planet. Inter. 1995. V. 91. № 4. P. 213–228.

- Frohlich C.* Deep Earthquakes. Cambridge University Press, New York. 2006. 573 p. ISBN-13 978-0-521-82869-7.
- Kagan Yan Y.* Accuracy of modern global earthquake catalogs // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2003. V. 135. P. 173–209.
- Hannington M.* East meets west: the cutting edge of Pacific Plate. 2019.  
<https://schmidtocean.org/cruise-log-post/east-meets-west-cutting-edge-pacific-plate/>
- Kanamori H.* Quantification of Earthquakes // *Nature.* 1978. V. 271. № 5644. P. 411–414.
- Myers S.C., Wallace T.J., Beck S.L., Silver P.G., Zandt G., Vandecar J., Minaya E.* Implications of spatial and temporal development of the aftershock sequence for the  $M_W = 8.3$  June 9, 1994 deep Bolivian earthquake // *Geophys. Res. Lett.* 1995. V. 22. P. 2269–2272.  
<https://doi.org/10.1029/95GL01600>
- McGuire J.J., Wiens D.A., Shore P.J., Bevis M.G.* The March 9, 1994 ( $M_W = 7.6$ ), deep Tonga earthquake: rupture outside the seismically active slab // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102. P. 15163–15182.  
<https://doi.org/10.1029/96JB033185>
- Omori F.* On the after-shocks of earthquake // *J. Coll. Sci. Imp. Univ. Tokyo.* 1894 V. 7. P. 111–200.
- Utsu T.* A statistical study on the occurrence of aftershocks // *Geophys. Mag.* 1961. V. 30. P. 521–605.
- Wiens D.A., Gilbert H.J.* Effect of slab temperature on deep-earthquake aftershock productivity and magnitude-frequency relations // *Nature.* 1996. V. 384. P. 53–156.  
<https://doi.org/10.1028/384153a01>
- Wiens D.A., Gilbert H.J., Hicks B., Wysession M.E., Shore P.J.* Aftershock sequences of moderate-sized intermediate and deep earthquakes in the Tonga subduction zone // *Geophys. Res. Lett.* 1997. V. 24. P. 2059–2062.  
<https://doi.org/10.1029/97GLO1957>
- Wiens D.A., McGuire J.J., Shore P.J., Bevis M.G., Draunidallo K., Prazad G., Helu S.P.* A deep earthquake aftershock sequence and implications for the rupture mechanism of deep earthquakes // *Nature.* 1994. V. 372. P. 540–543.  
<https://doi.org/10.1038/372540a0>
- Wiens D.A., McGuire J.J.* Aftershocks of the March 9, 1994 Tonga earthquake: the strongest known aftershock sequence // *J. Geophys. Res.* 2000. V. 105. P. 19067–19083.  
<https://doi.org/10.1029/2000JB900097>

## The August 19, 2018 ( $M_W = 8.2$ ) Strong Deep Earthquake West of the Tonga Islands in the Context of Developing Our Concepts of Deep Earthquakes

A. I. Lutikov<sup>a, b, \*</sup>, E. A. Rogozhin<sup>a, b</sup>, G. Yu. Dontsova<sup>a, b, \*\*</sup>, and V. N. Zhukovets<sup>a</sup>

<sup>a</sup>*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123242 Russia*

<sup>b</sup>*Federal Research Center—Geophysical Survey, Russian Academy of Sciences, Obninsk, 249035 Russia*

\**e-mail: ail@ifz.ru*

\*\**e-mail: donzova@ifz.ru*

One of the strongest deep earthquakes of August 18, 2018,  $M_W = 8.2$ ,  $h = 600$  km off the Tonga Islands is analyzed. This earthquake is notable for having a powerful aftershock sequence, generally untypical of the deep earthquakes, which qualifies it as a unique seismic event. Based on the first-day aftershocks, a three-dimensional (3D) geometric model of the source is constructed, and the seismic history and peculiarities of the aftershock process are studied. In particular, the duration of the aftershock process and the amount of the scalar seismic moment released by the aftershocks are estimated. It is shown that the source of the earthquake of August 18, 2018 pertains to the NDC type. Some characteristics of the earthquake of August 18, 2018 are compared with those of the strong deep earthquake in the Sea of Okhotsk with  $M_W = 8.3$  that occurred on May 24, 2013 off the western coast of Kamchatka.

*Keywords:* deep earthquakes, aftershock sequence, focal mechanism, seismic moment tensor, aftershock scatter ellipse

## №–Zr–Y СИСТЕМАТИКА И ТЕРМАЛЬНЫЕ РЕЖИМЫ СУБКОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ В АРХЕЕ (ДАННЫЕ МАНТИЙНЫХ КСЕНОЛИТОВ)

© 2021 г. Л. П. Никитина<sup>1</sup>, \*, М. С. Бабушкина<sup>1</sup>, \*\*

<sup>1</sup>Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург, Россия

\*E-mail: lpnik@mail.ru

\*\*E-mail: msbab@mail.ru

Поступила в редакцию 22.05.2020 г.

После доработки 02.10.2020 г.

Принята к публикации 16.10.2020 г.

Анализ №–Zr–Y систематики и термальных режимов литосферной мантии Сибирского, Каапвальского, Североамериканского, Северокитайского и Южнокитайского кратонов свидетельствует о принадлежности их к двум типам, один из которых объединяет первые три кратона (СКС), другой – последние два (СКЮК). Перидотиты в мантии СКС кратонов, имеющие палеоархейский возраст, характеризуются концентрацией Nb до 5–6 г/т, превышающей таковую в примитивной мантии (PM), концентрацией Zr и Y менее, чем в PM, и в значительной части образцов менее, чем в хондрите CI, и им свойственны суперхондритовые значения Nb/Y ( $\geq 1.0$ ) и Zr/Y – от хондритовых до суперхондритовых. Термальные режимы в мантии СКС кратонов, соответствующие модельной геотерме с плотностью поверхностного теплового потока в 45 мВт/м<sup>2</sup> и отвечающие области стабильности алмаза, характеризуются низкими (от 24.4 до 25.1 °C/Кбар) значениями квазитермических градиентов (ТГ), отражающими изменение температуры при повышении давления на 1 Кбар. В мантийных перидотитах Северокитайского кратона концентрация Nb преимущественно ниже, а в перидотитах Южнокитайского кратона несколько выше, чем в PM. Значения Nb/Y (от субхондритовых до суперхондритовых, но  $< 1.0$ ) и Zr/Y (преимущественно субхондритовые) соответствуют таковым в перидотитах офиолитовых комплексов Южного Урала и Северного Тибета. Термальные режимы в мантии Северокитайского и Южнокитайского кратонов характеризуются близкими к модельным геотермам с плотностью тепловых потоков 55 и 60 мВт/м<sup>2</sup> соответственно, высокими средними значениями ТГ ( $36.7 \pm 0.5$  и  $41.3 \pm 1.3$  °C/Кбар) и отвечают области стабильности графита. Глубина петрологической границы литосферы и астеносферы в мантии СКС кратонов (около 200 км в палеоархее) сохраняется, учитывая геофизические данные, до настоящего времени. В мантии Северокитайского и Южнокитайского кратонов, а также Байкальского рифта (Центрально-Азиатский складчатый пояс) и эпигренвильской платформы Шпицбергена эта граница, начиная с конца палеоархей, закономерно повышается, по крайней мере, до 70–80 км в позднем протерозое. Различие мантии, подстилающей СКС и СКЮК кратоны, по №–Zr–Y систематике и термальным режимам свидетельствует о существовании в литосфере с конца палеоархей различных доменов. Мантия первого типа кратонов, вероятно, представляет реликты неполностью переработанного в результате плавления хондритового вещества и фракционирования элементов группы Fe и близкого к ним по свойствам Nb. Мантия второго типа имеет геохимические черты, свойственные PM.

*Ключевые слова:* архейская субконтинентальная литосферная мантия, №–Zr–Y систематика перидотитов, термальные режимы, гетерогенность мантии.

DOI: 10.31857/S0002333721020071

### 1. ВВЕДЕНИЕ

Природа химической и термальной неоднородности мантии – фундаментальная проблема наук о Земле. Для ее решения необходимо получить ответ на такие ключевые вопросы: когда произошла химическая дифференциация мантии в геологической истории и отличался ли существенно состав и геодинамика архейской лито-

сферной мантии от фанерозойской. Основным источником информации о неоднородности мантии служили и служат до сих пор магматические производные мантии – продукты плавления мантийных пород: коматииты, базальты, кимберлиты, лампроиты, лампрофиры и др. Очевидно, что полная картина о составе литосферной мантии и ее неоднородности может быть создана только при учете данных ксенолитов мантийных пород –

**Таблица 1.** Свойства атомов Y, Zr, Nb

Атом	Электронная структура	Валентность, +	Ионный радиус, Å	Масса атома
Y	[Kr]4d <sup>1</sup> 5s <sup>2</sup>	3	0,90	88.91
Zr	[Kr]4d <sup>2</sup> 5s <sup>2</sup>	4, 3, 2, 1	0.72	91.22
Nb	[Kr]4d <sup>4</sup> 5s <sup>1</sup>	5, 4, 3, 2, 1	0.64 [Nb <sup>5+</sup> ], 0.72 [Nb <sup>3+</sup> ],	92.91

Примечание. Жирным шрифтом отмечена наиболее часто наблюдаемая в природе и в экспериментах валентность рассматриваемых элементов.

реститов плавления, выносимых магматическими породами мантийного происхождения. Исследования минералогического и химического (только на уровне главных оксидов) состава ксенолитов мантийных пород уже позволили установить химическую гетерогенность субконтинентальной литосферной мантии (СКЛМ) и выявить основные причины ее возникновения: парциальное плавление мантийного вещества в различных термальных и окислительно-восстановительных условиях, кристаллизация в верхних горизонтах мантии расплавов, возникающих при различных степенях плавления мантийного субстрата ее нижних горизонтов, процессы субдукции океанической базальтовой коры и взаимодействие мантийных перидотитов с богатыми кремнеземом расплавами – продуктами ее плавления. Не исключается также кристаллизационная дифференциация магматического океана: образование кумулатов и их осаждение. В последние десятилетия с внедрением новых инструментальных методов исследования пород и минералов удалось получить важные сведения о фракционировании редких элементов, включая редкоземельные (REE – rare earth elements), высокозарядные (ВЗЕ = HFSE – high field strength elements) и платиноидов (PGE – platinum group elements), а также о поведении радиогенных и стабильных изотопов в различных мантийных процессах. Результатом этих исследований явился вывод о неоднородности СКЛМ в отношении изотопов Re и Os [Meisel et al., 2001; Meibom et al., 2002; Pearson, Wittig, 2014; Harvey et al., 2016; Никитина и др., 2018 и литература к ним], о фракционировании Nb, Ta, Zr и Hf в глубинных зонах СКЛМ, где стабилен алмаз и имело место интенсивное плавление и метасоматическое преобразование пород, и эти зоны в силикатной Земле являются резервуарами с суперхондритовыми отношениями Nb/Ta и Zr/Hf [Никитина, Бабушкина, 2019]. Исследования показали, что в течение длительного периода, около 4 млрд лет, не происходит химическая гомогенизация литосферной мантии ни в отношении изотопного состава Re–Os системы, ни в отношении HFSE: она эволюционирует в направлении увеличения неоднородности. Однако вопрос о том, когда и каким образом происходило, в частности,

фракционирование HFSE-элементов в литосферной мантии, требует дальнейших исследований.

Цель настоящей работы заключается в исследовании степени и характера неоднородности кратонической литосферной мантии в Архее по данным мантийных ксенолитов из кимберлитов и базальтов. Конкретной задачей является изучение Nb–Zr–Y систематики (концентрация Nb, Zr, Y и отношения Nb/Y и Zr/Y) в архейской литосферной мантии и ее термального состояния как индикаторов ее неоднородности. Объектом исследования являются ксенолиты перидотитов как преобладающие компоненты в литосферной мантии, подстилающей Сибирский, Каапваальский и Североамериканский, Северокитайский и Южнокитайский кратоны.

Выбор Nb, Zr и Y в качестве индикаторов определяется электронными свойствами этих элементов, относящихся к переходным элементам с незаполненной 4d оболочкой, а в Nb половину заполнена и оболочка 5s (табл. 1). Значительное различие ионных радиусов позволяет ожидать их неодинаковую совместимость и, соответственно, степень фракционирования в процессах кристаллизации и парциального плавления. Кроме того, валентное состояние Nb, 5+ или 3+, безусловно, должно зависеть от редокс-условий, в которых протекают эти процессы. Изменение ионного радиуса от 0.64 до 0.72 Å при переходе Nb из пятивалентного в трехвалентное состояние не может не влиять на его совместимость в мантийных процессах.

В работе используются авторские и литературные данные по концентрации Nb, Zr и Y, полученные только методом масс-спектропии с индуктивно-связанной плазмой (ICP MS). Они сравниваются со стандартными в хондрите CI и примитивной мантии PM (табл. 2) по [Palme et al., 2003].

## 2. РЕЗУЛЬТАТЫ

### 2.1. Возраст перидотитов из мантии, подстилающей кратоны

Учитывая результаты предшествующих исследований [Никитина, Бабушкина, 2019], рассматриваемые кратоны разделены нами на две груп-

пы: первая включает Сибирский, Каапваальский и Североамериканский (СКС), вторая – Северокитайский и Южнокитайский (СКЮК).

Перидотиты мантии СКС кратонов имеют палеоархейский возраст, который доказывается датировками, полученными для включений ассоциаций минералов перидотитового (Р-тип) в алмазах из кимберлитов [Helmstaedt et al., 2010]. Р-тип включает гранат, преимущественно G10 и G9 по классификации [Grutter et al., 2004], диопсид, низкокальциевый ортопироксен (энстатит), оливин (форстерит), магнезиохромиты и сульфиды, богатые Ni. Алмаз не является компонентом минеральных ассоциаций кимберлитов, попадая в них при разрушении ксенолитов мантийных пород в процессе прохождения кимберлитовой магмы к поверхности, и минеральные включения в алмазе соответствуют наблюдаемым парагенезисам в перидотитовых ксенолитах [Helmstaedt et al., 2010]. Модельный Nd–Sr возраст от 3.3 до 3.2 млрд лет получен для включений в алмазе субкальциевых гранатов из кимберлитов трубок Кимберли (возраст кимберлитов 85 млн. лет) и Финш (возраст кимберлитов 118 млн лет) Каапваальского кратона [Richardson 2009]. Для сульфидных включений в двух кристаллах алмазов из кимберлитов трубки Удачная Сибирского кратона установлен Re–Os модельный возраст в пределах от 3.5 до 3.1 млрд лет [Pearson et al., 1999] и для сульфидных включений в оливинах из кимберлитов трубки Далдын – от 3.5 до 2.5 млрд лет [Griffin et al., 2002]. Re–Os методом по валовым пробам перидотитовых ксенолитов из трубки Удачная получен также возраст в 3.2 млрд лет [Pearson et al., 1995b]. Re–Os изохронный возраст в  $3.52 \pm 0.17$  млрд лет установлен и по сульфидным включениям Р-типа в алмазах Панда кимберлитов кратона Слейв [Westerlund et al., 2006].

Результаты изотопно-геохронологического изучения перидотитовых ксенолитов из мантии Североамериканского кратона в сочетании с геофизическими данными привели ряд исследователей к выводу, что архейская литосферная мантия под этим кратоном была утонена и модифицирована в более фертильную либо в позднем палеозое [Xu et al., 2000; 2003], либо в протерозое и мезозое в связи с главными коллизиями континент–континент в этом регионе [Gao et al., 2002]. Однако исследования мантийных ксенолитов из кимберлитов раннепалеозойского возраста (Tieling, Fuxian и Mengyin) и ксенолитов из кайнозойских базальтов (Kuandian) установили сложную возрастную картину для мантии этого кратона [Wu et al., 2006]. Геохимические данные для перидотитовых ксенолитов из базальтов Kuandian позволяют предполагать, что они являются рестидами низкой степени плавления РМ, в различной степени обогащенной, судя по данным Sr–Nd–Hf изотопного анализа, несовместимыми элементами.

**Таблица 2.** Концентрация Nb, Zr, Y (г/т) и отношения Nb/Y, Zr/Y в хондрите CI и примитивной мантии РМ [Palme et al., 2003]

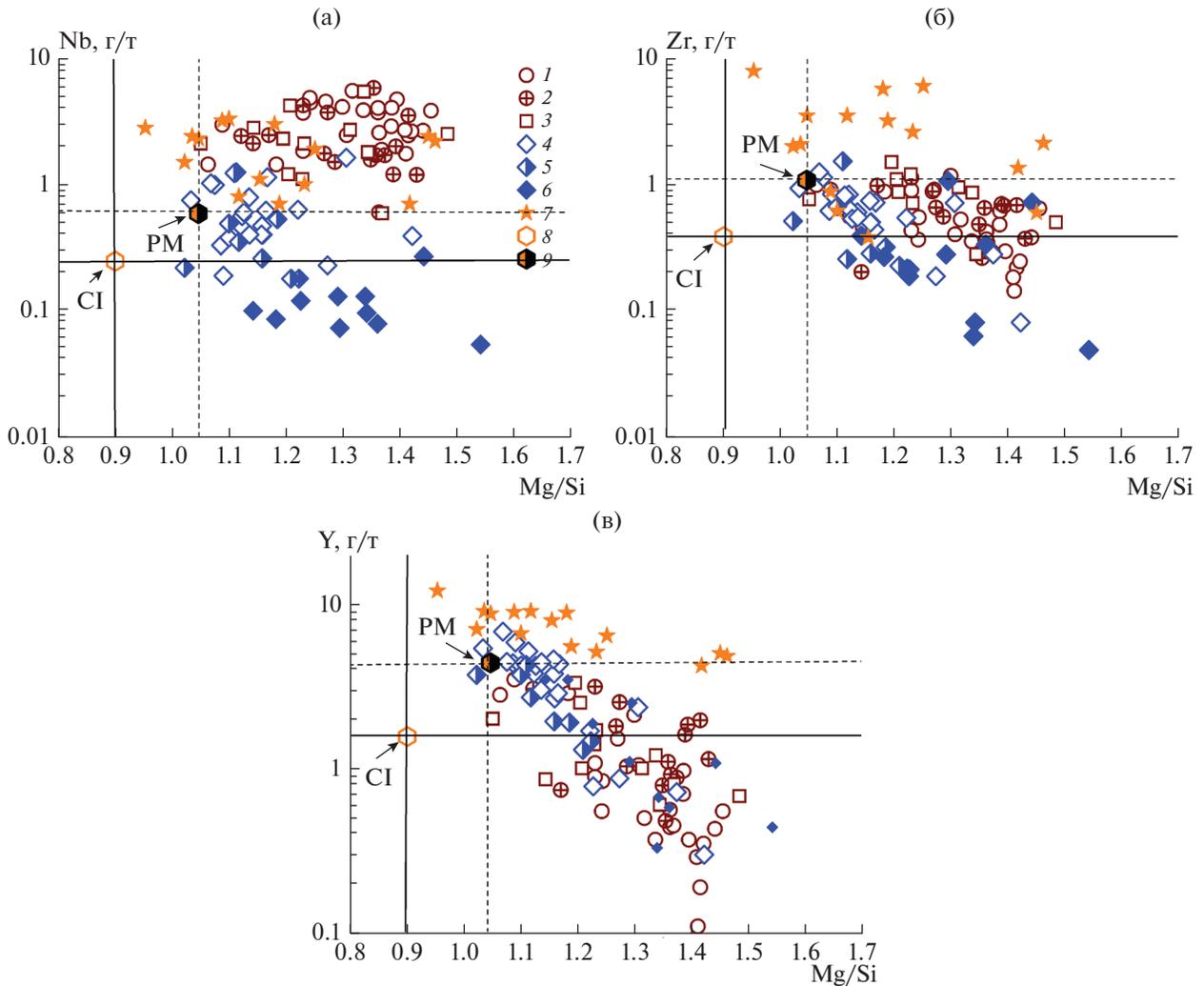
	Nb	Zr	Y	Nb/Y	Zr/Y
CI	0.247	3.86	1.56	0.158	2.474
PM	0.588	10.81	4.37	0.134	2.474

Изотопный состав Os в наиболее истощенных  $Al_2O_3$  образцах показывает палеопротерозойский модельный возраст частичного плавления перидотитов. Менее истощенные ксенолиты имеют изотопный состав Os, соответствующий современной верхней мантии. Значения модельного возраста деплетирования Re для ксенолитов шпинелевых перидотитов в третичных базальтах Yangyuan и Hannuoba в Транс-Северокитайском орогене указывают на палеопротерозойский возраст: около 1.6–2.0 млрд лет. Считается, что современная мантия, подстилающая Северокитайский кратон в областях развития кайнозойского базальтового магматизма, не сохраняет вещество архейского возраста. Однако ксенолиты перидотитов из раннепалеозойских кимберлитов Teiling, обычно сильно обедненные  $Al_2O_3$  и несущие признаки проявления в прошлом метасоматического преобразования (обогащение легкими редкоземельными элементами, значения  $\epsilon_{Nd}$  около  $-10$ ,  $^{87}Sr/^{86}Sr$  от 0.707 до 0.710), характеризуются значениями  $^{187}Os/^{188}Os$ , позволяющими предполагать, что частичное плавление и удаление расплава происходило в позднем архее [Wu et al., 2006]. Ксенолиты из кимберлитов Fuxsia и Mengyin, характеризующиеся низкими значениями  $^{187}Os/^{188}Os$  (от 0.010629 до 0.11582 и от 0.11041 до 0.12216 соответственно) показывают палеоархейский возраст: 3.4–2.9 млрд лет [Zhang et al., 2008]. По мнению [Wu et al., 2006], современная возрастная структура мантии Северокитайского кратона требует либо неодинакового удаления расплава в течение всей ее истории, либо литосферный материал был частично или полностью удален (extruded) в результате коллизии плит: столкновение с Yangtze кратоном и/или Северо-северо-восточной (ССВ) субдукции Тихоокеанской плиты. Это могло быть причиной утончения литосферы, однако его механизм остается неопределенным.

## 2.2. Концентрация Nb, Zr и Y в литосферной мантии кратонов

### 2.2.1. Концентрация Nb, Zr и Y в литосферной мантии кратонов и ее зависимость от степени плавления

Как видно на рис. 1, концентрация Nb в перидотитах СКС кратонов выше, чем в РМ (0.588 г/т [Palme et al., 2003]) и преимущественно  $>1$  г/т, то-



**Рис. 1.** Зависимость концентрации Nb (а), Zr (б), Y (в) от Mg/Si в ксенолитах перидотитов из мантии кратонов: Сибирского (1 – [Goncharov et al., 2012], Североамериканского (2 – [Schmidberger, Francis, 1999]); Каапваальского (3 – [Gregorie et al., 2003; Hoal et al., 2003]); Северокитайского (4–6 – Nushan [Xu et al., 2000], Hannuoba [Rudnick et al., 2004]; Longgang [Wu et al., 2003] соответственно); Южнокитайского (7 – [Xu et al., 2000]), 8 и 9 – хондрит CI и примитивная мантия PM соответственно, по работе [Palme et al., 2003] (их обозначения соблюдаются на всех последующих рисунках).

гда как Zr и Y ниже, чем в PM, и в значительной части образцов ниже, чем в хондрите CI (0.247 г/т [Palme et al., 2003]). В перидотитах Северокитайского кратона концентрация Nb большей частью < 1 г/т и даже ниже, чем в PM. В перидотитах Южнокитайского кратона концентрация Nb, Zr и Y выше, чем в PM, и по концентрации Nb они близки к перидотитам мантии СКС кратонов.

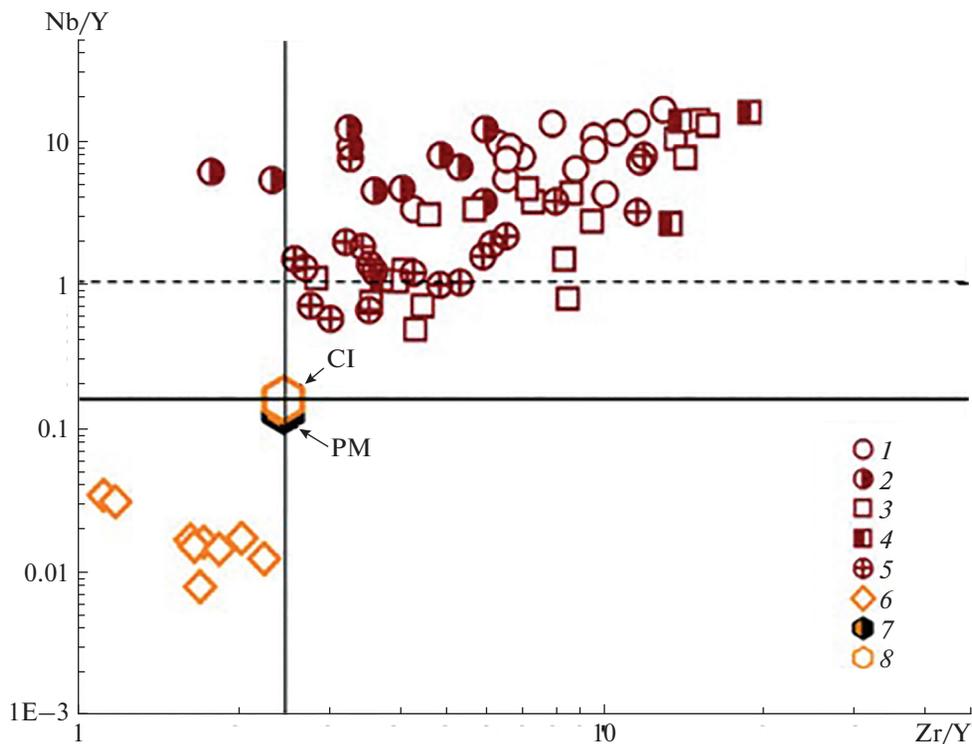
При частичном плавлении в мантии СКС кратонов (показателем его степени в перидотитах является величина отношения Mg/Si) наблюдается обогащение рестинов ниобием (положительная зависимость от Mg/Si) и обеднение цирконием и в большей мере иттрием (отрицательная зависимость от Mg/Si). Перидотиты Южнокитайского кратона при частичном плавлении не об-

наруживают фракционирования ни для одного из рассматриваемых элементов.

### 2.3. Отношения Nb/Y и Zr/Y в перидотитах

#### 2.3.1. Перидотиты палеоархейской литосферной мантии СКС кратонов

Перидотиты палеоархейской литосферной мантии СКС кратонов характеризуются суперхондритовыми значениями Nb/Y, преимущественно > 1.0, и Zr/Y от 2.5 до 20 и более (рис. 2). На диаграмме Nb/Y vs. Zr/Y выделяются поля для мантии каждого из кратонов, хотя и наблюдается их перекрытие в области низких значений Nb/Y (около 1.0) и Zr/Y (3.0–5.0). Особое поле на диаграмме занимают ксенолиты перидотитов из



**Рис. 2.** Nb/Y vs. Zr/Y в ксенолитах мантийных перидотитов из кимберлитов Сибирского (1 – Удачная [Goncharov et al., 2012]; 2 – Обнаженная [Калашникова, 2017]); Каапваальского (3 – Bulfontein, Jagersfontein, Monastery, Premier [Gregorie et al., 2003], 4 – Premier, железистые перидотиты [Noal et al., 2003]); Североамериканского (5 – Nicos [Schmidberger, Francis, 1999]) кратонов и в абиссальных перидотитах Ronda, Испания (6 – [Lenoir et al., 2001]).

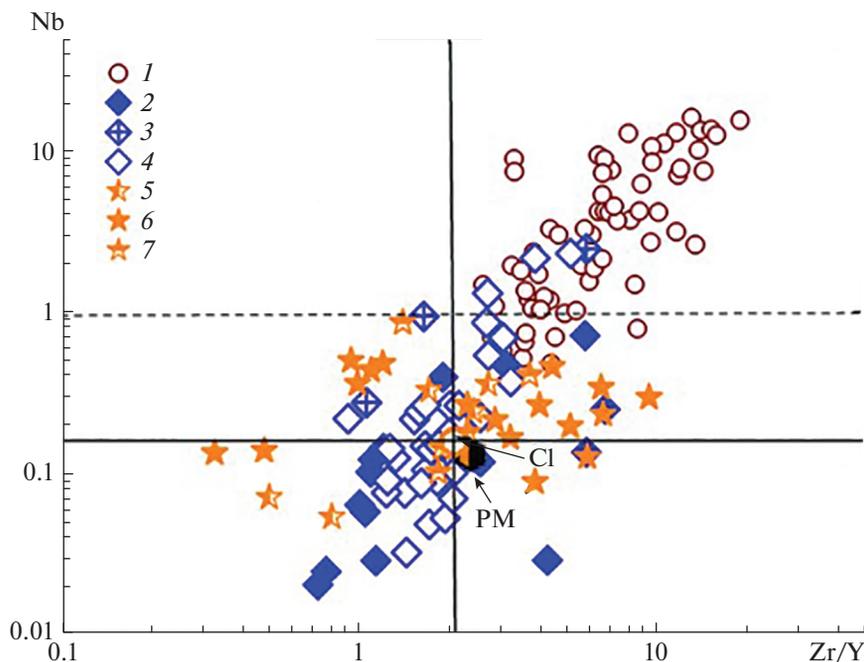
кимберлитов трубки Обнаженная, расположенной на севере Сибирского кратона. В перидотитовых ксенолитах данной трубки нередко отношение Nb/Y превышает Zr/Y, что не свойственно большинству перидотитовых ксенолитов из мантии рассматриваемых кратонов. В перидотитах из кимберлитов раннедокембрийского складчатого пояса Намакваленд, граничащего с Каапваальским кратоном в Южной Африке (трубки Лавренсии; [Boyd et al., 2004]), значения Nb/Y колеблются от 1.0 до 5.7 (только в одном образце из 14 оно равно 0.7), а Zr/Y – от 3.2 до 22.0.

Таким образом, в перидотитовых ксенолитах из кимберлитов СКС кратонов и раннедокембрийских складчатых поясов установлены суперхондритовые отношения Nb/Y и Zr/Y и значения Nb/Y в них преимущественно выше 1.0. Перидотиты абиссального комплекса Ronda (Испания) характеризуются уникально низкими по сравнению с CI и PM величинами Nb/Y (0.01–0.03) и Zr/Y (1.13–2.28).

### 2.3.2. Nb/Y и Zr/Y в перидотитах литосферной мантии СКЮК кратонов

Перидотиты из мантии Северокитайского кратона (Longgong [Wu et al., 2003], Nushan [Xu et al., 2003], Fuxia [Zhang et al., 2008]), Южноки-

тайского кратона (Mengyin [Zhang et al., 2008], Mingxi, Niutoushan [Xu et al., 2000]) и С. Тибета (блок N. Gaidam [Shi et al., 2010]) по отношениям Nb/Y и Zr/Y существенно отличаются от перидотитов СКС кратонов (рис. 3). Значения Nb/Y в них колеблются от субхондритовых до суперхондритовых, а для Zr/Y преобладающими являются субхондритовые. Значения Nb/Y практически повсеместно менее 1.0. Лишь среди ксенолитов блока Гайдам Северного Тибета присутствуют редкие образцы, в которых Nb/Y > 1.0. В метасоматизированных перидотитах региона Nushan, в которых присутствуют флогопит и/или амфибол (признаки модалного метасоматоза; [Xu et al., 2003]), отношение Nb/Y, хотя и колеблется в широких пределах (от 0.04 до 2.3), но значения более 1.0 составляют менее 5% от общего количества. Это свидетельствует о слабом влиянии щелочного метасоматоза на концентрацию Nb, Zr и Y в мантийных перидотитах Северного Китая. Надо отметить также, что соотношение Nb/Y и Zr/Y в мантийных перидотитах Северокитайского кратона не отличается от такового в перидотитах Хинган-Монгольского супертеррейна (Wanggang, Shuangliao [Wu et al., 2003]) Центрально-Азиатского складчатого пояса, расположенного севернее кратона.



**Рис. 3.** Nb/Y vs. Zr/Y в ксенолитах перидотитов и пироксенитов из кимберлитов мантии Сибирского, Каапваальского и Североамериканского кратонов (1) и из базальтов и кимберлитов Северокитайского (2 – Longgang [Wu et al., 2003]; 3 – Fuxia [Zhang et al., 2008]; 4 – Nushan [Xu et al., 2003]) и Южнокитайского кратона (4, 5 – Mingxi, Niutoushan соответственно [Xu et al., 2000]).

На диаграмме Nb/Y vs. Zr/Y (рис. 4) поля перидотитов Северокитайского и Южнокитайского кратонов, в отличие от таковых Сибирского, Каапваальского и Североамериканского, перекрываются с полями ультрабазитов офиолитовых поясов Полярного Урала [Шмелев, 2011] и Западного Тибета (W. Tibet, Gongzhu, Yarlung Zhanbo belt [Lian et al., 2017]). Ультрабазиты Полярно-Уральского пояса показывают широкий разброс значений Zr/Y и Nb/Y, от субхондритовых до суперхондритовых, но лишь в редких образцах установлены значения Nb/Y  $\geq 1.0$ . Значения Nb/Y в перидотитах из офиолитового комплекса Западного Тибета суперхондритовые: они охватывают достаточно узкий интервал от 0.38 до 0.80.

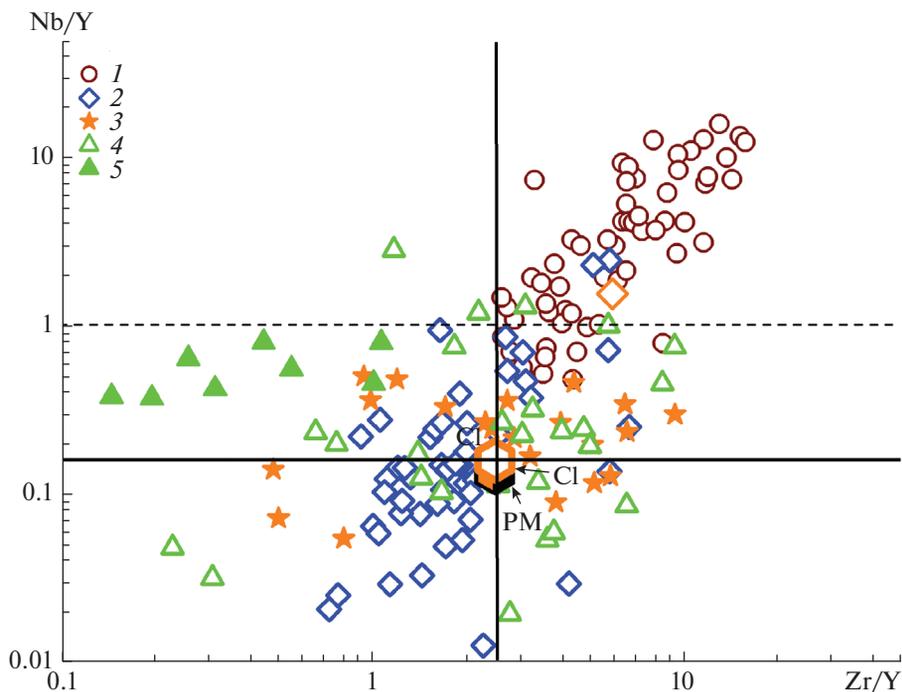
Таким образом, геохимия Nb, Zr и Y в перидотитах литосферной мантии СКС кратонов, с одной стороны, и СКЮК, с другой, существенно различается. Мантийные перидотиты СКС кратонов обогащены Nb относительно РМ и обеднены Zr и Y. Они характеризуются суперхондритовыми значениями Nb/Y (преимущественно  $> 1.0$  и достигают 20–25) и Zr/Y (от 2.5 до 20 и более). Отметим, что эти геохимические особенности мантии СКС кратонов сходны с таковыми для лунных базальтов, имеющих концентрацию Nb до 30 г/т и отношение Nb/Ta до 22 [Münker et al., 2003].

В мантийных перидотитах СКЮК кратонов концентрация Nb ниже, чем в перидотитах мантии СКС кратонов, и величины Nb/Y колеблются

от субхондритовых до суперхондритовых, но все ниже 1.0, а для Zr/Y преобладающими являются субхондритовые. Поля мантийных перидотитов СКЮК кратонов на диаграмме Nb/Y vs. Zr/Y практически совпадают с полями перидотитов офиолитовых комплексов Южного Урала и Северного Тибета. Однако следует отметить более высокую степень обогащенности Nb, Zr и Y в перидотитах Южнокитайского кратона по сравнению с таковыми Северокитайского.

#### 2.4. Термальное состояние литосферной мантии кратонов

В настоящее время существует огромное количество данных о химическом составе равновесно сосуществующих минералов в мантийных породах, а также в той или иной мере достоверных геотермобарометрических инструментов, позволяющих определять температуру ( $T$ ) и давление ( $P$ ) равновесия различных пар минералов в породах. Однако существует проблема ограниченной сопоставимости этих инструментов между собой. Поэтому в настоящей работе используется для **всех ксенолитов** гранат-содержащих перидотитов и пироксенитов один и тот же инструмент – модифицированная версия гранат-ортпироксенового геотермобарометра для системы CaO–MgO–FeO–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–SiO<sub>2</sub> [Никитина и др., 2010; Goncharov et al., 2015]. Этот геотермобарометр позво-



**Рис. 4.** Соотношение Nb/Y и Zr/Y в ксенолитах перидотитов мантии, подстилающей кратоны (1 – Сибирский, Каапваальский и Североамериканский; 2 – Северокитайский; 3 – Южнокитайский); в перидотитах офиолитовых комплексов (4 – Полярный Урал [Шмелев, 2011]; 5 – Западный Тибет [Lian et al., 2017]). Источники данных по мантийным перидотитам те же, что на рис. 1–рис. 3.

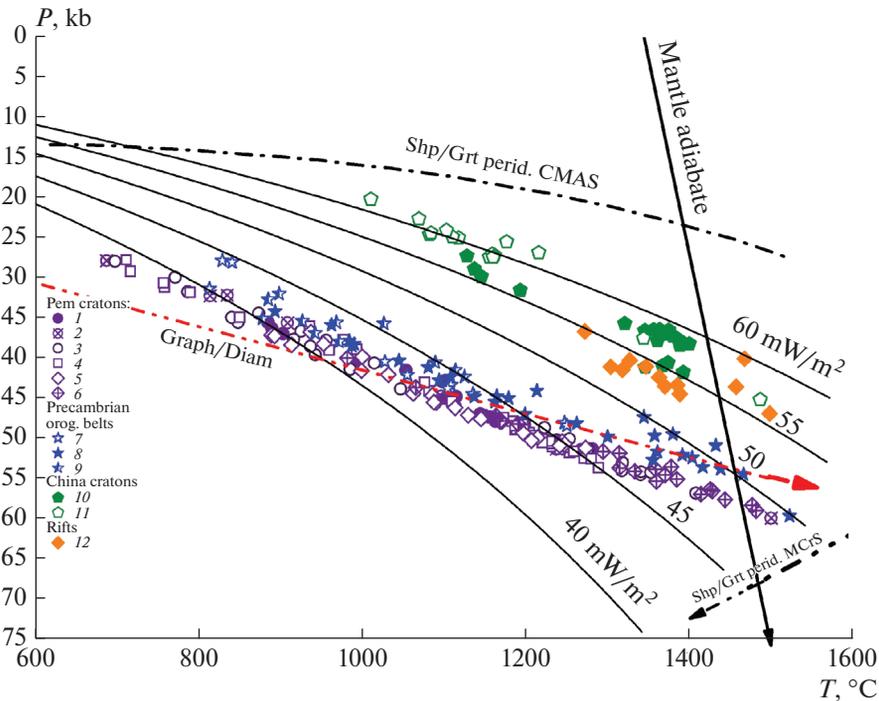
ляет определить  $T$  и  $P$  для ассоциации гранат–ортопироксен в породах и, соответственно, охарактеризовать термальные режимы в литосферной мантии каждого из рассматриваемых кратонов: построить мантийные геотермы, рассчитать квазитермические градиенты (ТГ), равные отношению  $T/P$  ( $^{\circ}\text{C}/\text{Кбар}$ ) и отражающие изменение температуры при повышении давления на 1 Кбар (0.1 ГПа). Конечно, нельзя рассматривать все эти оценки как абсолютные, но использование единого геотермобарометрического инструмента обеспечивает сравнимость значений температуры и давления, полученных с одинаковой относительной ошибкой для гранат–ортопироксеновых ассоциаций в ксенолитах, опробующих мантию на разных глубинах и в различных регионах. Источники данных о составе сосуществующих гранатов и ортопироксенов в мантийных ксенолитах указаны в подписи к рис. 5.

Однако возникает вопрос, соответствуют ли полученные оценки температуры и давления возрасту перидотитов? Положительный ответ на этот вопрос дает возраст включений Р-типа в алмазах из разновозрастных кимберлитов (от неопротерозойского до мезозойского) Каапваальского, Сибирского и Слейв кратонов, приведенных в работе [Helmstaedt et al., 2010]. Поскольку алмаз не является компонентом минеральных ассоциаций кимберлитов и минеральные включения Р-типа в

алмазе в общем соответствуют наблюдаемым парагенезисам в перидотитовых (большей частью гарцбургитовых) ксенолитах из кимберлитов, можно допускать с приемлемой степенью вероятности, что наблюдаемые в перидотитах гранат–ортопироксеновые ассоциации отражают термальные режимы палеоархейской мантии СКС кратонов. Можно ли считать такой вывод справедливым и для перидотитовых ксенолитов в кайнозойских щелочных базальтах, сказать трудно, поскольку они относятся, в основном, к шпинелевым перидотитам, в которых отсутствуют алмазы, и находки цирконов являются большой редкостью [Салтыкова и др., 2008].

На рис. 5 представлена диаграмма, полученная по ксенолитам из кимберлитов для мантии, подстилающей кратоны (Карельский, Кулойский, Сибирский, Каапваал и Слейв), сопредельный с Каапваальским кратоном складчатый пояс Намакваленд и краевые части Североатлантической и Сибирской платформ, а также по ксенолитам, в основном, из базальтов для Северокитайского и Южнокитайского кратонов и протерозойского Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Для характеристики термального состояния литосферной мантии кратонов мы ввели дополнительно так называемый квазитермический градиент (ТГ), равный отношению  $T/P$  и отражающий изменение температуры при изменении давле-



**Рис. 5.**  $P$ -,  $T$ -условия равновесия гранат-ортопироксеновой ассоциации в мантийных ксенолитах гранатовых перидотитов и пироксенитов из кимберлитов кратонов СКС типа (1–6), складчатого пояса Намакваленд, сопредельного с Каапваальским кратоном (7), краевых частей Североатлантической и Сибирской платформ (8–9), а также в ксенолитах из щелочных базальтов Северокитайского и Южнокитайского кратонов (10–11) и Центрально-Азиатского складчатого пояса (12). Кривая перехода шпинелевых лерцолитов в гранатовые в системах MAS и CMAS, по работам [O'Neill, 1981; Robinson, Wood, 1998; Walter et al., 2002], кривая фазового равновесия графит → алмаз, по работе [Bundy et al., 1996]. Модельные мантийные геотермы с плотностью поверхностного теплового потока в 40, 50, 60, 70 мВт/м<sup>2</sup> и положение мантийной адиабаты с потенциальной температурой 1350°C, по работе [Hasterok, Charpman, 2011]. 1–6 – кратоны: Карельский (трубки Куопио и Каави [Peltonen et al., 1999; Kukkonen et al., 2003]), Кулойский (трубки Архангельского региона [Саблуков и др., 2000]), Сибирский (трубки Удачная, Мир [Goncharov et al., 2012; Rodden et al., 2006]), Каапваальский (трубки Премьер, Кимберли, Финш [Danchin, Boyd, 1976; Bishop et al., 1979; Rickard et al., 1989; Lazarov, 2008]), Слейв (трубки Диавик и Панда [Aulbach et al., 2007; Menzies et al., 2004]), Североатлантический [Sand et al., 2009] соответственно; 7 – складчатый пояс Намакваленд (трубки Ханаус, Лавренсия [Mitchell, 1984]); 8–9 – северные части Североатлантической (о-в Сомерсет, трубки Элвин-Бей, Никос [Schmidberger, Francis, 1999]) и Сибирской (трубка Обнаженная [Калашникова, 2018]) платформ, соответственно; 10–11 – Северокитайский (Нушан [Xu et al., 2003]) и Южнокитайский (Квилин, Мингси [Xu et al., 1996]) кратоны, соответственно; 12 – Центрально-Азиатский складчатый пояс (Витимское плато; [Nikitina et al., 2020]).

ния на 1 Кбар. Количество образцов ксенолитов ( $n$ ), средние квазитермические градиенты (СТГ) и максимальные давления ( $P_{\max}$ ), по которым оценивается мощность литосферной мантии для каждого региона, приведены в табл. 3.

Особенностью литосферной мантии СКС кратонов, а также Карельского, Кольского и Слейв является сходство их термального состояния, выражающееся в близости геотерм на  $P$ - $T$ -диаграмме, близких к модельной геотерме с плотностью поверхностного теплового потока в 45 мВт/м<sup>2</sup> [Hasterok, Charpman, 2011], в низких значениях СТГ, варьирующих в очень узких пределах: от 24.4 до 25.1°C/Кбар в интервалах температур от 1550 до 650°C и давления от 60 до 25 Кбар. Несколько более высокий градиент (26.4°C/Кбар) по сравнению с

мантией СКС кратонов установлен для ксенолитов перидотитов из кимберлитов о-ва Сомерсет Североатлантической платформы, Западного Оленека на севере Сибирского кратона, складчатого пояса Намакваленд, граничащего с Каапваальским кратоном.

Важной характеристикой термальных режимов мантии СКС кратонов и раннедокембрийских складчатых поясов является тот факт, что  $P$ -,  $T$ -условия большей части их перидотитов и пироксенитов соответствуют области стабильности алмаза.

Совершенно иной термальный режим установлен для Северокитайского и Южнокитайского кратонов. Их геотермы близки к модельным геотермам с более высокой плотностью тепловых

**Таблица 3.** Средние значения квазитермических градиентов (СТГ, °С/Кбар) и максимальные значения давления ( $P_{\max}$ , Кбар), установленные для перидотитовых ксенолитов в СКЛМ, подстилающей различные структуры земной коры

Структура	<i>n</i>	СТГ, °С/Кбар	$P_{\max}$ , Кбар	Структура	<i>n</i>	СТГ, °С/Кбар	$P_{\max}$ , Кбар
Мантийные ксенолиты из кимберлитов							
Кратоны СКС типа							
Карельский (Kuopio, Kaavi)	15	24.68 ± 0.11	51	Кулойский (Архангельская провинция)	8	25.03 ± 0.21	60
Сибирский (Удачная, Мир)	30	24.70 ± 0.09	54	Каапваал (Premier, Kimberley, Koffiefontein, Finsch)	44	24.60 ± 0.07	54
Слейв (Diavik, Panda)	27	24.35 ± 0.09	51	Северо-Атлантический (Greenland)	23	25.11 ± 0.15	59
Раннедокембрийские складчатые пояса							
Североатлантическая платформа, о-в Сомерсет (Elwin bay, Nikos)	10	26.44 ± 1.59	48	Намакваленд (Khanau, Lawrensia)	29	26.45 ± 0.15	60
Северная часть Сибирской платформы, Западный Оленек (Обнаженная)	13	27.38 ± 0.56	42				
Мантийные ксенолиты из базальтов							
Кратоны Китая							
Северокитайский (Nushan)	19	36.66 ± 0.47	42	Южнокитайский (Quilin, Mingxi)	19	41.31 ± 1.31	44
Протерозойский складчатый пояс							
Центрально-Азиатский складчатый пояс (плато Витим)	12	32.78 ± 0.47	47				

потоков (55 и 60 мВт/м<sup>2</sup> соответственно) и средние значения СТГ более высокие: 36.7 и 41.3°С/Кбар. Это уже область стабильности графита.

Наряду с рассмотрением термального состояния архейской мантии указанных выше двух типов кратонов, в работе кратко охарактеризован термальный режим в мантии более молодой, эпигренвильской [Khain, Filatova., 2009], платформы Шпицбергена. Re–Os систематика валовых проб перидотитов показывает палеопротерозойский–неоархейский возраст их изоляции от конвектирующей мантии [Choi et al., 2010]. Мантийная геотерма этого региона, полученная по данным работы [Goncharov et al., 2015], занимает промежуточное положение между модельными геотермами с плотностью тепловых потоков 55 и 60 мВт/м<sup>2</sup>, давлением от 33 до 23 Кбар, значения ТГ колеблются от 39.7 до 50°С Кбар (среднее значение равно 45.2 ± 4.8 Кбар).

На рис. 6, отражающем соотношение между квазитермическими градиентами и давлением в литосферной мантии СКС и СКСЮ кратонов, Байкальского рифта и эпигренвильской платформы Шпицбергена, видно, что ТГ в мантии СКС кратонов в интервале давлений от 60 до 25 Кбар практически не изменяются. В мантии Северокитайского и Южнокитайского кратонов, Байкальского рифта и Шпицбергенской платформы ТГ плавно увеличиваются с уменьшением

давления в каждой из структур (рис. 6) и образует общий восходящий тренд, который пересекается с трендом для мантии СКС кратонов при давлении в 55–60 Кбар.

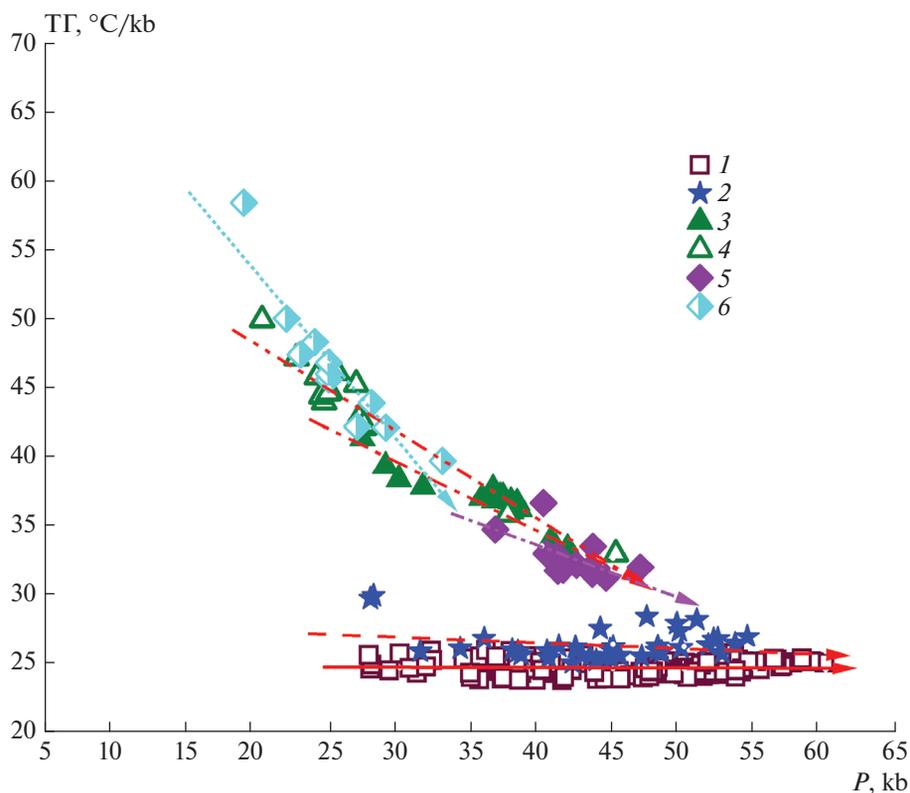
### 3. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

#### 3.1. Геохимические особенности перидотитов кратонической мантии

Сравнительная характеристика особенностей Nb–Zr–Y систематики в перидотитах литосферной мантии кратонов приведена в табл. 4.

Для мантийных перидотитов СКС кратонов, кроме обогащения ниобием и высоких значений Nb/Y, а также и Nb/Ta [Никитина, Бабушкина, 2019], характерны высокие Mg/Si (от 1.25 до 1.50) и низкие Al/Si (менее 0.06), асимметричный характер диаграмм нормированного к РМ распределения редкоземельных элементов, отражающий значительное истощение перидотитов средними и тяжелыми элементами [Глебовицкий 2005а; 2005б; Glebovitsky et al., 2007; 2009]. Отношение Gd/Y<sub>pm</sub> в мантийных перидотитах СКС кратонов преимущественно выше такового в РМ (рис. 7).

Эти геохимические черты перидотитов СКС кратонов свидетельствуют о высокой степени их частичного плавления. Его производными явля-



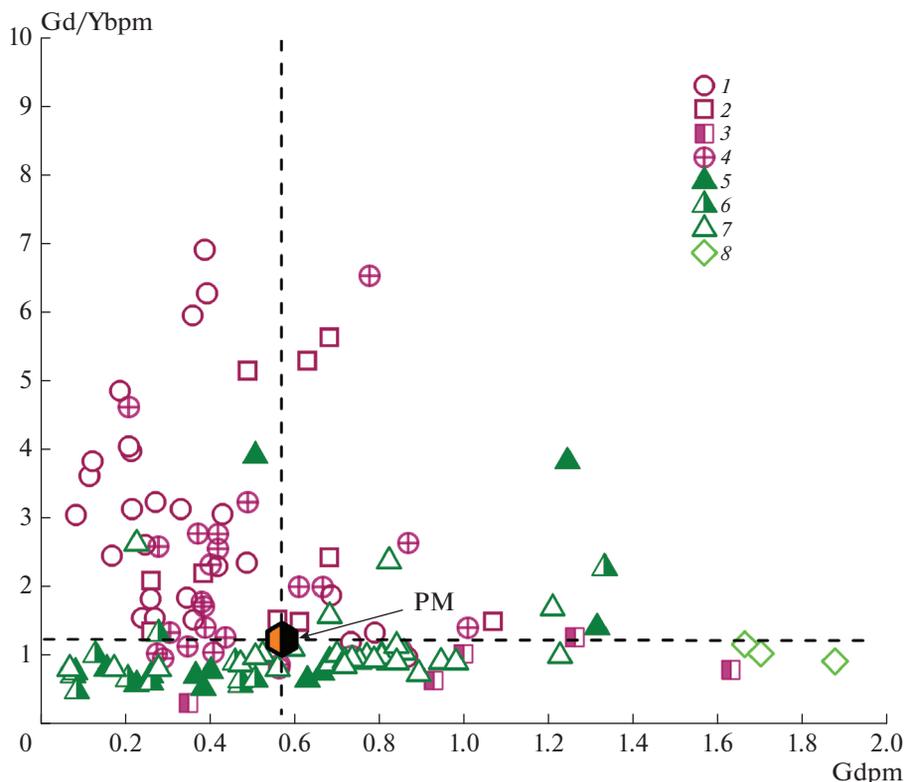
**Рис. 6.** Зависимость термического градиента ( $T/P$ , °C/kb) от давления ( $P$ , kb) в мантии СКС кратонов (1), складчатого пояса Намакваленд, сопредельного с Каапваальским кратоном, и краевых частей Сибирской и Североатлантической платформ (2), Северокитайского и Южнокитайского кратонов (3, 4 соответственно), Витимского рифта Центрально-Азиатского складчатого пояса (5) и эпигренвильской платформы Шпицбергена (6).

лись, скорее всего, магмы палеоархейских Al-недеплетированных (AUK) и частично Al-деплетированных (ADK) коматиитов зеленокаменных серий, установленные в нижней коре кратонов СКС типа. Это коматииты серий: Олондо, Сибирский кратон,  $2973 \pm 48$  млн лет [Puchtel, Zhuravlev, 1993], Барбертон, Каапваальский кратон,  $3657 \pm 170$  млн лет [Chavagnas, 2004], Абитиби ( $2700\text{--}2975$  млн лет [Kerrich, Xie, 2002], Сьюперитор (около 2.9 млрд лет [Hollings, 2002]), Канадский щит.

Мантия Северокитайского и Южнокитайского кратонов, в отличие от мантии СКС кратонов, характеризуется значениями  $Mg/Si$  от 1.045 до 1.25 (см. рис. 1),  $Al/Si > 0.06$ , плоским типом диаграмм нормированного к РМ распределения редкоземельных элементов и отношением  $Gd/Yb_{pm}$ , равным или несколько более низким, чем в РМ (рис. 7). Заметная доля ксенолитов имеет примитивный состав [Глебовицкий и др., 2005a; Glebovitsky et al., 2007; 2009]. В нижней коре СКЮК кратонов не установлены коматииты.

**Таблица 4.** Сравнительная характеристика литосферной мантии, подстилающей СКС и СКЮК кратоны

Кратон	Nb/Y	Zr/Y	Сходство с офиолитовыми перidotитами	СТГ, °C/Кбар	Область стабильности	
					diam	graph
Каапваальский	$\geq CI, > 1.0$	$> 1.0$	Нет	$24.60 \pm 0.01$	+	
Североамериканский	$\geq CI, > 1.0$ , редко $< 1.0$	$> 1.0$	Нет	$25.11 \pm 0.02$	+	
Сибирский	$\geq CI, > 1.0$	$> 1.0$	Нет	$24.70 \pm 0.01$	+	
Северокитайский	$\langle CI, < 1.0$	$\langle CI$	Да	$36.70 \pm 0.22$		+
Южнокитайский	$\langle CI, < 1.0$	$\langle CI$	Да	$41.3 \pm 1.63$		+



**Рис. 7.** Gd/Ybpm vs. Gdpm в мантийных перидотитах СКС кратонов ((1–4) – Сибирский [Goncharov et al., 2012], Каапваальский [Gregoire et al., 2003], Слейв [Greigton et al., 2010], Североамериканский [Schmidberger, Francis, 1999], соответственно), Северокитайского кратона ((5–7) – Hannuoba [Rudnick et al., 2004], Longgong [Wu et al., 2003], Nushan [Xu et al., 2003] соответственно) и в пироксенитах в мантии Североамериканского кратона ((8) – [Schmidberger, Francis, 1999]).

Возможно, что обогащенная ниобием мантия, подстилающая Сибирский, Североамериканский и Каапваальский кратоны, представляет собой реликты неполностью расплавленного хондритового вещества и незавершенного процесса фракционирования в земное ядро элементов группы Fe и близкого к ним Nb. Мантия Северокитайского и Южнокитайского кратонов, в отличие от мантии СКС кратонов, имеет геохимические черты, близкие к РМ. Учитывая, что перидотиты СКСЮ кратонов сходны по составу с перидотитами офиолитовых комплексов, можно предполагать, что формирование архейской литосферной мантии этих кратонов происходило в океанических условиях.

Мы предполагаем, что не до конца расплавленный хондритовый рестит образовывал первичную твердую оболочку планеты, которая дробилась при расширении планеты, связанном с плавлением в глубинных зонах. Ее крупные блоки и образуют литосферную мантию кратонов СКС типа, к которому, по всей вероятности, относятся также Карельский, Кулойский кратоны в Восточной Европе, Слейв, и Североатлантический в Северной Америке, Дарвар в Индии. Возможно, более

мелкие блоки такого типа мантии присутствуют и в литосфере Северокитайского кратона. Не исключено, что перидотитовые ксенолиты, вынесенные кимберлитами Fuxian и Menguin и имеющие возраст 3.4–2.9 млрд лет [Zhang et al., 2008], являются свидетельством этого.

В Хадейскую эпоху на стадии плавления хондритового вещества, сопровождавшегося образованием земного ядра и магматического океана, Zr и особенно Y, как менее совместимые, уходили в расплав предпочтительнее, чем ниобий, который накапливался в хондритовом рестите (см. рис. 1). Дальнейшая дифференциация уже кристаллической литосферной мантии происходила при ее частичном плавлении и глубинном мантийном метасоматозе, происходившими в различных масштабах и в различных термодинамических условиях, о чем свидетельствует некоторая химическая неоднородность литосферной мантии СКС кратонов [Glebovitsky et al., 2007; 2009; Никитина, Бабушкина, 2019; и литература к ним]. Результатом этих процессов явилось дальнейшее увеличение Nb/Y отношения в перидотитах этих кратонов как следствие различия коэффициентов распределения HFS-элементов между рестито-

выми минералами и расплавом [Foley, 2000] и/или флюидом [Ayers, 1998; Ayers and Watson, 1993; Brenan et al., 1994; Stalder et al., 1998]. В отличие от этого мантия, подстилающая СКСЮ кратоны, имеет достаточно однородный состав, свидетельствующий о полном перемешивании ее вещества.

В работах [Jordan, 1988; Francis, 1999; 2003] было показано, что существует проблема баланса масс при сопоставлении архейских высокомагнезиальных, обогащенных Fe лав (коматиитовых и пикритовых), но с низким содержанием Al и слишком высоким Si, с составом реститов, преимущественно гарцбургитового состава, слагающих корни литосферной мантии архейских кратонов. Установленные композиционные различия между протерозойской литосферной мантией под Канадскими Кордильерами и смежной архейской мантией, подстилающей кратон Слейв и провинцию Черчилль Североамериканского кратона, а также другие архейские кратоны, с одной стороны, архейскими и третичными высоко-Mg лавами, с другой, противоречат представлению, что источником лав архейского возраста могла быть фертильная мантия пиролитового состава. По мнению Д. Френсиса [Francis, 2003], проблема дисбаланса масс могла быть решена, если бы раннеархейская фертильная мантия была богаче Fe и Si и имела состав, более приближенный к составу хондритовых метеоритов, в отличие от пиролитового состава современной верхней мантии.

### 3.2. Квазитермические градиенты в мантии кратонов

Наличие двух трендов, отражающих соотношение между квазитермическими градиентами и давлением в литосферной мантии, первый для мантии, подстилающей СКСЮ кратоны (практически параллельный оси давления), и второй – для мантии СКСЮ кратонов, Байкальского рифта Центрально-Азиатского складчатого пояса и эпигренвилльской платформы Шпицбергена (нисходящий при увеличении давления), свидетельствует, что в мантии СКСЮ кратонов и в окружающем их магматическом океане характер изменения температуры по вертикали (коэффициент приращения температуры при уменьшении давления на 1 Кбар) различается, и это различие возрастает, по-видимому, с конца палеоархея. Давление, при котором можно предполагать пересечение рассматриваемых трендов, составляет 60–65 Кбар. Оно соответствует глубине в 200–220 км. Если допустить, что максимальное давление, определяемое по ксенолитам, соответствует глубине петрологической границы литосферы и астеносферы, можно заключить, что она закономерно уменьшается в мантии рассмотренных структур с конца палеоархея. По нашим данным в палеоархее

граница находилась на глубине около 200 км, и это близко к данным [Griffin et al., 2003; O'Reilly, Griffin, 2010]. Геотермы, рассчитанные на основе измерения тепловых потоков в скважинах, свидетельствуют, что в древних (3.6–3.0 млрд лет) кратонах основание литосферы находится на глубине менее 200–220 км [Artemieva, 2001; 2006]. Это означает, что глубина петрологической границы астеносферы и литосферы под СКСЮ кратонами практически не изменяется с конца палеоархея и до настоящего времени. Петролого-геофизическое моделирование сейсмической, термальной и плотностной структуры литосферной мантии Сибирского кратона на глубинах 100–300 км вдоль сейсмических профилей Кимберлит, Метеорит и Рифт показывает, что петрологическая граница литосферы (химический погранслои) находится на глубине около 200 км [Kuskov et al., 2014]. По данным исследований [Ashchepkov et al., 2016; 2019], используемых для построения  $PTXf_{O_2}$  диаграмм состав породообразующих минералов ксенолитов мантийных перидотитов и эклогитов и различные мономинеральные геотермометры, мощность литосферы Сибирского кратона была выше. В верхнедевонское время она составляла 270–250 км, но уже в нижнетриасовое уменьшилась до 250–220 км, а в верхнеюрское время до 180 км. Авторы считают уменьшение мощности литосферы “результатом локального подъема астеносферной линзы”.

В мантии СКСЮ кратонов, Байкальского рифта и платформы Шпицбергена глубина петрологической границы литосферы и астеносферы различна в каждой из этих структур, и со временем она закономерно повышается, по крайней мере, до 70–80 км в позднем протерозое, т.е. мощность литосферной мантии в этих структурах закономерно уменьшается.

## 4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате анализа Nb–Zr–Y систематики и термальных режимов субконтинентальной литосферной мантии, подстилающей архейские кратоны, Сибирский, Каапваальский, Североамериканский, Северокитайский и Южнокитайский, установлено:

- Мантийные перидотиты Сибирского, Каапваальского и Североамериканского кратонов (ксенолиты в кимберлитах), имеющие палеоархейский возраст, обогащены Nb относительно примитивной мантии и характеризуются суперхондритовыми значениями Nb/Y (преимущественно >1.0) и Zr/Y. В архейских мантийных перидотитах Северокитайского и Южнокитайского кратонов, ксенолиты которых установлены большей частью, в базальтах и, в меньшей мере, в кимберлитах, значения Nb/Y колеблются от субхон-

дритовых до суперхондритовых, но все ниже 1.0, а для Zr/Y преобладающими являются субхондритовые значения. Обогащение Nb относительно РМ установлено только в перидотитах Южнокитайского кратона.

- Значения Nb/Y и Zr/Y в мантийных перидотитах Северокитайского и Южнокитайского кратонов, в отличие от таковых в перидотитах Сибирского, Каапваальского и Североамериканского кратонов, соответствуют значениям этих отношений в перидотитах офиолитовых комплексов Южного Урала и Северного Тибета. Сходство по составу перидотитов СКЮК кратонов с перидотитами офиолитовых комплексов свидетельствует о формировании их мантии в океанических условиях.

- Термальное состояние мантии Сибирского, Каапваальского и Североамериканского кратонов, соответствующее модельной геотерме с плотностью поверхностного теплового потока в 45 мВт/м<sup>2</sup> [Hastrock, Chapman, 2011] и отвечающее области стабильности алмаза, характеризуется низкими и варьирующими в узких пределах значениями квазитермических градиентов, отражающих изменение температуры при изменении давления на 1 Кбар: от 24.4 до 25.1 °С/Кбар. Термальные режимы в мантии Северокитайского и Южнокитайского кратонов определяются геотермами, соответственно близкими к модельным с более высокой плотностью тепловых потоков (55 и 60 мВт/м<sup>2</sup>) и высокими квазитермическими градиентами (их средние значения равны  $36.7 \pm 0.5$  и  $41.3 \pm 1.3$  °С/Кбар). Эти параметры отвечают области стабильности графита.

- Зависимость квазитермических градиентов от давления в литосферной мантии рассматриваемых структур описывается двумя трендами, один для СКС кратонов (практически параллельный оси давления), другой (восходящий при уменьшении давления) для СКЮК кратонов, Байкальского рифта Центрально-Азиатского складчатого пояса и Шпицбергенской эпигренвильской платформы. Это означает, что в мантии СКС кратонов и в окружающем их магматическом океане характер изменения температуры по вертикали (коэффициент приращения температуры при уменьшении давления на 1 Кбар) различается, по-видимому, с конца палеоархея.

- Тренды зависимости квазитермических градиентов от давления пересекаются между собой при давлении 55–60 Кбар, что соответствует глубине в 200–220 км. Допуская, что максимальное давление, определяемое по ксенолитам, соответствует глубине петрологической границы литосферы и астеносферы, можно заключить, что она закономерно уменьшается в мантии рассмотренных структур с конца палеоархея. По нашим данным в палеоархее граница находилась на глубине

около 200 км, и это близко к другим петрологическим данным, например, [Griffin et al., 2003; O'Reilly, Griffin, 2010], а также результатам измерения тепловых потоков в скважинах [Artemieva, 2001; 2006] и петролого-геофизического моделирования сейсмической, термальной и плотностной структуры литосферной мантии Сибирского кратона на глубинах 100–300 км [Kuskov et al., 2014]. Это означает, что глубина петрологической границы астеносферы и литосферы под СКС кратонами практически не изменяется с конца палеоархея и до настоящего времени. В мантии СКЮК кратонов, Байкальского рифта (Центрально-Азиатский складчатый пояс) и эпигренвильской Шпицбергенской платформы эта граница закономерно повышается, по крайней мере, до 70–80 км в позднем протерозое.

Все это указывает на гетерогенность архейской литосферной мантии и существование в ней доменов, различающихся как по химическому составу, так и термальному состоянию. Обогащенная ниобием мантия, подстилающая Сибирский, Североамериканский и Каапваальский кратоны, возможно, представляет собой реликты не полностью расплавленного хондритового вещества и незавершенного процесса фракционирования в ядро элементов группы Fe и близкого к ним Nb. Мантия Северокитайского и Южнокитайского кратонов, в отличие от мантии СКС кратонов, имеет геохимические черты, близкие к РМ. Следует отметить, что мантия, подстилающая кратоны Слейв, Карельский, Кулойский, подобна мантии СКС кратонов, тогда как мантия Байкальского рифта и Шпицбергенской платформы – мантии СКЮК кратонов. Совокупность полученных данных по Nd–Zr–Y систематике и термальным режимам в литосферной мантии архейских кратонов позволяет несколько иначе посмотреть на процессы, происходившие в глубинных зонах Земли в архейское время.

#### ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках госбюджетной темы № 0153-2018-0012.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят А.Б. Вревского (ИГД РАН) и О.Л. Кускова (ГЕОХИ РАН) за обсуждение и ценные советы при подготовке рукописи к печати.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Глебовицкий В.А., Никитина Л.П., Овчинников Н.О., Пушкарев Ю.Д., Пестриков А.А., Бабушкина М.С. Верхняя мантия под архейскими кратонами: термальное состояние, химический состав, степень плавления (данные по глубинным ксенолитам). Проблемы ис-

- точников глубинного магматизма и плюмы. Иркутск: Наука. 2005а. С. 80–97.
- Глебовицкий В.А., Никитина Л.П., Овчинников Н.О., Салтыкова А.К., Егоров К.Н., Ащепков И.В. Геохимия мантийных ксенолитов из кимберлитов и щелочных базальтов как отражение вещественной неоднородности континентальной литосферной мантии. Глубинный магматизм, его источники. Иркутск: Наука. 2005б. С. 135–150.
- Калашишкова Т.В. Геохимические характеристики и петрогенезис мантийных ксенолитов из кимберлитовой трубки Обнаженная (Якутская кимберлитовая провинция). Автореф. канд. дис. Иркутск. 2017.
- Никитина Л.П., Бабушкина М.С. Суперхондритовые Nb/Ta и Zr/Hf отношения в перидотитах и экологитах субконтинентальной литосферной мантии: данные мантийных ксенолитов // Вестник СПбГУ. Науки о Земле. 2019. Т. 64. Вып. 2. С. 294–314.
- Никитина Л.П., Беляцкий Б.В., Крымский Р.Ш., и др. <sup>187</sup>Re–<sup>187</sup>Os систематика пород субконтинентальной литосферной мантии (по мантийным ксенолитам). Эволюция вещественного и изотопного состава докембрийской литосферы / Глебовицкий В.А., Балтыбаев Ш.К. СПб.: Издательско-полиграфическая ассоциация высших учебных заведений. 2018. С. 145–164.
- Никитина Л.П., Гончаров А.Г., Салтыкова А.К. и др. Окислительно-восстановительное состояние континентальной литосферной мантии Байкало-Монгольской области // Геохимия. 2010. № 1. С. 9–28.
- Саблуков С.М., Саблукова Л.И., Шавырина М.В. Мантийные ксенолиты из кимберлитовых месторождений округлых алмазов Зимнебережного района, Архангельская алмазоносная провинция // Петрология. 2000. Т. 8. № 5. С. 518–548
- Салтыкова А.К., Никитина Л.П., Матуков Д. И. U–Pb возраст цирконов из ксенолитов мантийных перидотитов в кайнозойских щелочных базальтах Витимского плато (Забайкалье) // Зап. РМО. 2008. № 3. С. 1–22.
- Шмелев В.Р. Мантийные ультрабазиты офиолитовых комплексов Полярного Урала: петрогенезис и обстановка формирования // Петрология. 2011. Т. 19. № 6. С. 6149–672.
- Ashchepkov I.V., Logvinova A.M., Ntaflos T., Vladykin N.V., Kostrovitsky S.I., Spetsius Z., Mityukhin, Prokopyev S.A., Medvedev N.S., Downes H. Alakit and Daldyn kimberlite fields, Siberia, Russia: Two types of mantle sub-terrane beneath central Yakutia // Geosci. Front. 2016. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2016o8.0004>
- Ashchepkov I.V., Ivanov A.S., Kostrovitsky S.I., Vavilov M.A., Babushkina S.A., Vladykin N.V., Tychkov N.S., Medvedev N.S. Mantle terranes of the Siberian craton: their interaction with plume melts based on thermobarometry and geochemistry of mantle xenocrysts // Geodynamics & Tectonophysics. 2019. V. 10(2). P. 197–245. <https://doi.org/10.5800/GT-2019-10-2-0412>
- Artemieva I.M., Mooney W.D. Thermal thickness and evolution of Precambrian lithosphere: A global study // J. Geophys. Res. 2001. V. 106. № B8. P. 16387–16414.
- Artemieva I.M. Global 1° × 1° thermal model TC1 for the continental lithosphere: Implications for lithosphere secular evolution // Tectonophysics. 2006. V. 416. P. 245–277.
- Ayers J.C. Trace element modeling of aqueous fluid – peridotite interaction in the mantle wedge of subduction zones // Contrib. Mineral. Petrol. 1998. V. 132. P. 390–404.
- Ayers J.C., Watson E.B. Rutile solubility and mobility in supercritical aqueous fluids // Contrib. Mineral. Petrol. 1993. V. 114. P. 321–330.
- Aulbach S., Pearson N.J., O'Reilly S.Y., Doyle B.J. Origins of xenolithic eclogites and pyroxenites from the Central Slave Craton, Canada // J. Petrol. 2007. V. 48. № 10. P. 1843–1873.
- Bishop F.C., Smith J.V., Dawson J.B. Na, K, P and Ti in garnet, pyroxene and olivine from peridotite and eclogite xenoliths from African kimberlites // Lithos. 1978. V. 11. P. 155–173.
- Boyd F.R., Pearson D.G., Hoal K.O., Hoal B.G., Nixon P.H., Kingston M.J., Mertzman S.A. Garnet lherzolites from Louwrensia, Namibia: bulk composition and P/T relations // Lithos. 2004. V. 77. P. 573–592
- Brenan J.M., Shaw H.F., Phinney D.L., Ryerson F.J. Rutile-aqueous fluid partitioning of Nb, Ta, Hf, Zr, U and Th: implications for high field strength element depletions in island-arc basalts // Earth Planet. Sci. Lett. 1994. V. 12. P. 327–339.
- Bundy F.P., Basset W.A., Weathers M.S., Hemley R.J., Mao H.U., Goncharov A.F. The pressure-temperature phase and transformation diagram for carbon; updated through 1994 // Carbon. 1996. V. 34. № 2. P. 141–153.
- Chavagnac V. A geochemical and Nd isotopic study of Barberton komatiites (South Africa): implication for the Archean mantle // Lithos. 2004. V. 75. P. 253–281. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.03.001>
- Choi S.H., Suzuki K., Mukasa S.B., Lee J-I., Jung H. Lu–Hf and Re–Os systematics of peridotite xenoliths from Spitsbergen, western Svalbard: Implications for mantle–crust coupling // Earth Planet. Sci. Lett. 2010. V. 297. P. 121–132.
- Danchin R.F., Boyd F.R. Ultramafic nodules from premier kimberlite pipe, South Africa. Year B. Carnegie Institute Washington. 1976. V. 75. P. 531–538.
- Foley S.F., Barth M.G., Jenner G.A. Rutile/melt partition coefficients for trace elements and an assessment of the influence of rutile on the trace element characteristics of subduction zone magmas // Geochim. Cosmochim. Acta. 2000. V. 64. P. 933–938.
- Francis D. Cratonic mantle roots, remnants of a more chondritic Archean mantle? // Lithos. 2003. V. 71. P. 135–152
- Francis D., Ludden J., Johnstone R., Davis W. Picrite evidence for more Fe in Archean mantle reservoirs // Earth Planet. Sci. Lett. 1999. V. 167. P. 197–213.
- Gao Sh., Rudnick R.L. Re–Os evidence for replacement of ancient mantle lithosphere beneath the North China craton // Earth Planet. Sci. Lett. 2002. V. 198. P. 307–322.
- Glebovitsky V.A., Nikitina L.P., Saltykova A.K., Ovchinnikov N.O., Babushkina M.S., Egorov K.N., Ashchepkov I.V. Compositional heterogeneity of the continental lithospheric mantle beneath the Early Precambrian and Phanerozoic structures: Evidence from mantle xenoliths in kimberlites and alkaline basalts // Geochem. Int. 2007. V. 45. P. 1077–1102.
- Glebovitsky V.A., Nikitina L.P., Vrevskii A.B., Pushkarev Y.D., Babushkina M.S., Goncharov. Nature of the chemical heterogeneity of the continental lithospheric mantle // Geo-

- chem. Int. 2009. V. 47. P. 857–881.  
<https://doi.org/10.1134/S001670290909002X>
- Goncharov A.G., Ionov D.A., Doucet L.S., Pokhilenko L.N.* Thermal state, oxygen fugacity and C–O–H fluid speciation in cratonic lithospheric mantle: New data on peridotite xenoliths from the Udachnaya kimberlite, Siberia // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2012. V. 357–358. P. 99–110.  
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.09.016>
- Goncharov A.G., Ionov D.A.* Redox state of deep off-craton lithospheric mantle: new data from garnet and spinel peridotites from Vitim, southern Siberia // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2012. V. 164. P. 731–745.
- Goncharov A.G., Nikitina L.P., Borovkov N.V. et al.* Thermal and redox equilibrium conditions of the upper-mantle xenoliths from the Quaternary volcanoes of NW Spitsbergen, Svalbard Archipelago // *Russian Geology and Geophysics.* 2015. V. 56. P. 1578–1602.  
<https://doi.org/10.1016/j.rgg.2015.10.006>
- Grégoire M., Bell D.R., Le Roex A.P.* Garnet lherzolites from the Kaapvaal Craton (South Africa): trace element evidence for a metasomatic history // *J. Petrol.* 2003. V. 44. P. 629–657.
- Greighton S., Stachel T., Eichenberg D., Luth R.W.* Oxidation state of the lithospheric mantle beneath Diavik diamond mine, central Slave craton, NWT, Canada // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2010. V. 159. P. 645–657.
- Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Abe N., Aulbach S., Davies R.M. et al.* The origin and evolution of Archean lithospheric mantle // *Precambrian Res.* 2003. V. 127. P. 19–41.
- Griffin W.L., Spetsius Z.V., Pearson N.J., O'Reilly S.Y.* In situ Re–Os analysis of sulfide inclusions in kimberlitic olivine: New constraints on depletion events in the Siberian lithospheric mantle // *Geochem., Geophys., Geosyst.* 2002. V. 3. № 11. ISSN: 1525-2027.  
<https://doi.org/10.1029/2001GC000287>
- Grütter H.S., Gurney J.J., Menzies A.H., Winter F.* An updated classification scheme for mantle-derived garnet, for use by diamond explorers // *Lithos.* 2004. V. 77. P. 841–857.
- Harvey J., Warren J.M., Shirey S.B.* Mantle Sulfides and their Role in Re–Os and Pb Isotope Geochronology // *Rev. Mineral. Geochem.* 2016. V. 81. P. 579–649.
- Hasterok D., Chapman D.S.* Heat production and geotherms for the continental lithosphere. // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2011. V. 307. P. 59–70.  
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.04.034>
- Helmstaedt H., Gurney J., Richardson S.* Ages of cratonic diamond and lithosphere evolution: constraints on Precambrian tectonics and diamond exploration // *The Canadian Mineralogist.* 2010. V. 48. P. 1385–1408.  
<https://doi.org/10.3749/canmin.48.5.1385>
- Hoal K.O.* Samples of Proterozoic iron-enriched mantle from the Premier kimberlite // *Lithos.* 2003. V. 71. P. 259–272. [www.elsevier.com/locate/lithos](http://www.elsevier.com/locate/lithos)
- Jordan T.H.* Structure and formation of the continental tectosphere // *J. Petrol. Spec. Lithosphere.* 1988. P. 11–37.
- Kerrick R., Xie Q., 2002.* Compositional recycling structure of an Archean super-plume: Nb–Th–U–LREE systematics of Archean komatiites and basalts revisited // *Contrib. Mineral. Petrol.* V. 142. P. 476–484.
- Khain V.E., Filatova N.I.* From Hyperborea to Arctica: The problem of the Precambrian Central Arctic Craton // *Dokl. Earth Sci.* 2009. V. 428. № 1. P. 1076–1179.  
<https://doi.org/10.1134/S1028334X09070071>
- Kukkonen I.T., Kinnunen K.A., Peltonen P.* Mantle xenoliths and thick lithosphere in the Fennoscandian shield // *Phys. Chem. Miner.* 2003. V. 28. P. 349–360.
- Kuskov O.L., Kronrod V.A., Prokofyev A.A., Pavlenkova N.I.* Lithospheric mantle structure of the Siberian craton inferred from the superlong Meteorite and Rift seismic profiles // *Russian Geology and Geophysics.* 2014c. V. 55. P. 892–906.  
<https://doi.org/10.1016/j.rgg.2014.06.008>
- Lazarov M.* Archean to present day evolution of the lithospheric mantle beneath the Kaapvaal craton. Dis. for doctor grade. Frankfurt. 2008.
- Lenoir X., Garrido C.J., Bodinier J.-L., Dautria J.-M., Gervilla F.* The recrystallization front of the Ronda peridotite: Evidence for melting and thermal erosion of subcontinental lithospheric mantle beneath the Alboran Basin // *J. Petrol.* 2001. V. 42. P. 141–158.
- Lian D., Liu F., Wu W., Zhang Zhao H., Hua J.* Geochemistry and tectonic significance of the Gongzhu peridotites in the northern branch of the western Yarlung Zangbo ophiolitic belt, western Tibet // *Mineral. Petrol.* 2017.  
<https://doi.org/10.1007/s00710-017-0491-5>
- Meibom A., Norman H., Sleep N.S., Chamberlain C.P., Coleman R.G., Freit R., Hren M.T., Wooden J.L.* Re–Os isotopic evidence for long-lived heterogeneity and equilibration processes in the Earth's upper mantle // *Nature.* 2002. V. 419. P. 705–708.
- Meisel T., Walker R.J., Irving A.J., Lorand J.-P.* Osmium isotopic compositions of mantle xenoliths: a global perspective // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2001. V. 65. P. 1311–1323.
- Menzies A.H., Westerlund K., Grutter H., Gurney J.J., Carlson J., Fung F., Nowiski T.* Peridotite mantle xenoliths from kimberlites on the Ekati Diamond Mine property, N.W.T. Canada: Major element composition for the lithosphere beneath the Central Slave craton // *Lithos.* 2004. V. 77. № 2–4. P. 395–412.  
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.04.013>
- Mitchell R.H.* Garnet lherzolites from Hanaus-I and Lourensia Kimberlites of Namibia // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1984. V. 86. P. 178–188.
- Munker C., Pfander J.A., Weyer S., Buchl A., Kleine Th., Mezger K.* Evolution of Planetary Cores and Earth–Moon system from Nb/Ta systematics // *Science.* 2003. V. 301. P. 84–87.
- Nebel W., van Westrenen Vroon P.Z., Wille M., Raith M.M.* Deep mantle storage of the Earth's missing niobium in late-stage residual melts from a magma ocean // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2010. V. 74. P. 4392–4404.
- Nikitina L.P., Goncharov A.G., Bogomolov E.S., Beliatsky B.V., Krimsky R.Sh., Prichod'ko V.S., Babushkina M.S., Karaman A.A.* HFSE and REE Geochemistry and Nd–Sr–Os Systematics of Peridotites in the Subcontinental Lithospheric Mantle of the Siberian Craton and Central Asian Fold Belt Junction Area: Data on Mantle Xenoliths // *Petrology.* 2020. V. 28. № 2. P. 207–219.  
<https://doi.org/10.31857/S0869590320020053>
- O'Neill H.S.C.* The transition between spinel lherzolite and garnet lherzolite, and its use as a geobarometer // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1981. V. 77 P. 185–194.

- O'Reilly S.Y., Griffin W.L.* The continental lithosphere—asthenosphere boundary: Can we sample it? // *Lithos*. 2010. V. 120. P. 1–13.
- Palme H., O'Neill H.S.C., Holland H.D., Turekian K.K.* Cosmochemical estimates of mantle composition / Ed. R.W. Carlson. *Treatise on Geochemistry*. V. 2. The Mantle and Core. Elsevier. 2003. P. 1–38.
- Pearson D.G., Carlson R.W., Shirey S.B., Boyd F.R., Nixon P.H.* The stabilisation of Archean lithospheric mantle: a Re–Os isotope study of peridotite xenoliths from the Kaapvaal craton // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1995a. V. 134. P. 341–357.
- Pearson D.G., Irvine G.J., Ionov D.A. et al.* Re–Os isotope systematic and Platinum Group Element fractionation during mantle melt extraction: A study of massif and xenolith peridotite suites // *Chem. Geol.* 2004. V. 208. P. 29–59.
- Pearson D.G., Shirey S.B., Carlson R.W., Boyd F.R., Pokhilenko N.P., Shimizu N.* Re–Os, Sm–Nd and Rb–Sr isotope evidence for thick Archean lithospheric mantle beneath the Siberian craton modified by multi-stage metasomatism // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1995b. V. 59. P. 959–977.
- Pearson D.G., Shirey S.B., Bulanova G.P. et al.* Single crystal Re–Os isotope study of sulfide inclusions from a zoned Siberian diamond // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1999. V. 63. P. 703–712.
- Pearson D.G., Wittig N.* The formation and evolution of cratonic mantle lithosphere – evidence from mantle xenoliths. *Treatise on Geochemistry*. 2nd Edition. Elsevier. 2014. P. 255–290.
- Peltonen P., Huhma H., Tuni M., Shimizu N.* Garnet peridotite xenoliths from kimberlites of Finland: nature of the continental mantle at the archaic craton-proterozoic mobile belt transition. *Proc. of Seventh Int. Kimb. Conf.* 1999. (Roof Design, Cape Town, 1999). V. 2. P. 664–676.
- Puchtel I.S., Zhuravlev D.Z.* Petrology of Mafic–Ultramafic Metavolcanics and Related Rocks from the Olondo Greenstone Belt, Aldan Shield // *Petrology*. 1993. V. 1. № 3. P. 263–299.
- Richardson S.H., Pöml P.F., Shirey S.B., Harris J.W.* Age and origin of peridotitic diamonds from Venetia, Limpopo Belt, Kaapvaal–Zimbabwe craton // *Lithos*. 2009. V. 112S. P. 785–792.
- Rickard R.S., Harris J.W., Gurney J.J., Cardoso P.* Mineral inclusions in diamonds from Koffiefontein Mine / Eds. J. Ross et al. *Kimberlites and Related Rocks*. *Proc. Fourth Int. Kimberlite Conf., GSA, Spec. Publ.* 14. 1989. V. 2. Blackwell, Oxford. P. 1054–1062.
- Robinson J.A.C., Wood B.J.* The depth of the spinel to garnet transition at the peridotite solidus // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. V. 164(1–2). P. 277–284.
- Roden M.F., Patiño-Douce A.E., Jagoutz E., Laz'ko E.E.* High pressure petrogenesis of Mg-rich garnet pyroxenites // *Lithos*. 2006. V. 90. P. 77–91.
- Rudnick R.L., Gao S., Ling W.L., Liu Y.S., McDonough W.F.* Petrology and geochemistry of spinel peridotite xenoliths from Hannuoba and Qixia, North China Craton // *Lithos*. 2004. V. 77. P. 609–637.
- Sand K.K., Waight T.E., Pearson D.G., Nielsen T.F.D., Makovicky E., Hutchison M.T.* The lithospheric mantle below southern West Greenland: A geothermobarometric approach to diamond potential and mantle stratigraphy // *Lithos*. 2009. V. 112S. P. 1155–1166.
- Schmidberger S.S., Francis D.* Nature of the Mantle Root beneath the North American Craton: Mantle Xenolith Evidence from Somerset Island Kimberlites // *Lithos*. 1999. V. 48. P. 195–217.
- Shi R.D., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Zhao G.C., Huang O.S., Li J., Xu J.F.* Evolution of the Lüliangshan garnet peridotites in the North Qaidam UHP belt, Northern Tibetan Plateau: Constraints from Re–Os isotopes // *Lithos*. 2010. V. 117. P. 307–321.
- Stalder R., Foley S.F., Brey G.P., Horn J.* Mineral–aqueous fluid partitioning of trace elements at 900–1200 degrees C and 3.0 GPa: New experimental data for garnet, clinopyroxene, and rutile, and implications for mantle metasomatism // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1998. V. 62. № 10. P. 1781–1801.
- Walter M., Katsura T., Kubo A., Nishikawa O., Ito E., Leshner C., Funakoshi K.* Spinel–garnet transition in the system CaO–MgO–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–SiO<sub>2</sub> revisited: An in situ X-ray study // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2002. V. 60. № 12. P. 2109–2121.
- Westerlund K.J., Shirey S.B., Richardson S.H., Carlson R.W., Gurney J.J., Harris J.W.* A subduction wedge origin for Paleoproterozoic peridotitic diamonds and harzburgites from the Panda kimberlite, Slave craton: evidence from Re–Os isotope systematic // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2006. V. 152. P. 275–294.
- Wu F.-Y., Walker R.J., Yang Y.-H., Yuan H.-L., Yang J.-H.* The chemical-temporal evolution of lithospheric mantle underlying the North China Craton // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2006. V. 70. P. 5013–5034.
- Wu F.-Y., Walker R.J., Ren X., Sun D., Zhou X.* Osmium isotopic constraints on the age of lithospheric mantle beneath northeastern China // *Chem. Geol.* 2003. V. 196. 107–129.
- Xu X., O'Reilly S.Y., Zhou X., Griffin W.L.* A Xenolith-Derived Geotherm and the Crust–Mantle Boundary at Qilin, Southeastern China // *Lithos*. 1996. V. 38. P. 41–62.
- Xu Yi.* Evidence for crustal components in the mantle and constraints on crustal recycling mechanisms: pyroxenite xenoliths from Hannuoba, North China // *Chem. Geol.* 2002. V. 182. P. 301–32.
- Xu X., O'Reilly S., Griffin W.L., Zhou X.* Genesis of young lithospheric mantle in southeastern China: an LAM-ICPMS trace element study // *J. Petrology*. 2000. V. 41. P. 111–148.
- Xu Xi., O'Reilly S.Y., Griffin W.L., Zhou Xi.* Enrichment of upper mantle peridotite: petrological, trace element and isotopic evidence in xenoliths from SE China. Enrichment of upper mantle peridotite: petrological, trace element and isotopic evidence in xenoliths from SE China // *Chem. Geol.* 2003. V. 198. P. 163–188.
- Zhai Q.G., Jahn B.M., Zhang R.Y., Wang J., Su L.* Triassic Subduction of the Paleo-Tethys in northern Tibet, China: Evidence from the geochemical and isotopic characteristics of eclogites and blueschists of the Qiangtang Block // *Asian J. Earth Sci.* 2011. V. 42. P. 1356–1370. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.07.023>
- Zhang H., Goldstein S.L., Zhou X.-H., Sun M., Zheng Ji-P., Cai Yu.* Evolution of subcontinental lithospheric mantle beneath eastern China: Re–Os isotopic evidence from mantle xenoliths in Paleozoic kimberlites and Mesozoic basalts // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2008. V. 155. P. 271–293. <https://doi.org/10.1007/s00410-007-0241>

## Nb–Zr–Y Systematics and Thermal Regimes of Subcontinental Lithospheric Mantle in the Archaean: Data from Mantle Xenoliths

L. P. Nikitina<sup>a, \*</sup> and M. S. Babushkina<sup>a, \*\*</sup>

<sup>a</sup>*Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St.-Petersburg, 199034 Russia*

*\*e-mail: lpnik@mail.ru*

*\*\*e-mail: msbab@mail.ru*

The analysis of Nb–Zr–Y systematics and thermal regimes of lithospheric mantle of the Siberian, Kaapvaal, North American, North China, and South China cratons indicates that these cratons pertain to two types. One type (SKNA) comprises the first three cratons (Siberian, Kaapvaal, and North American), and the other type includes the last two cratons (NCSC). Peridotites in the mantle of SKNA cratons have a Paleoarchean age and are characterized by Nb concentration up to 5–6 ppm which is higher than in the primitive mantle (PM). The Zr and Y concentration in these peridotites is lower than in PM and, in a significant part of the samples, is lower than in CI chondrite; these peridotites have superchondrite Nb/Y ratios ( $\geq 1.0$ ) and chondrite to superchondrite Zr/Y ratios. Thermal regimes in the mantle of the SKNA cratons corresponding to the model geotherm with surface heat flux density of 45 mW/m<sup>2</sup> and falling in the diamond stability region are characterized by low (24.4 to 25.1°C/Kbar) quasi-thermal gradients (TG) reflecting the temperature change with the increase in pressure by 1 kbar. The mantle peridotites of the North China Craton have a predominantly lower Nb concentration than in PM whereas the Nb concentration in the South China craton peridotites is somewhat higher than in PM. The Nb/Y ratios (ranging from subchondritic to superchondritic but remaining below 1.0) and the Zr/Y ratios (mainly subchondritic) correspond to those in peridotites of the ophiolite complexes of the South Urals and Northern Tibet. The thermal regimes in the mantle of the North China and South China cratons are characterized by close to model geotherms with heat flux densities of 55 and 60 mW/m<sup>2</sup>, respectively, high average TG ( $36.7 \pm 0.5$  and  $41.3 \pm 1.3^\circ\text{C/kbar}$ ), and correspond to the graphite stability region. The depth of the petrological boundary between the lithosphere and asthenosphere (lithosphere–asthenosphere boundary, LAB) in the mantle of the SKNA cratons (~200 km in the Paleoarchean) has remained, with the allowance for the geophysical data, at the same level up to present. In the mantle of the North China and South China cratons as well as in the Baikal rift (Central Asian folded belt) and the epi-Grenville Svalbard platform, this boundary has been regularly rising since the end of the Paleoarchean to at least 70–80 km in the Late Proterozoic. The difference of the mantle underlying the SKNA and NCSC cratons in terms of the Nb–Zr–Y systematics and thermal regimes indicates the existence of different domains in the lithosphere since the end of the Paleoarchean. The mantle of the first type of cratons is probably the relicts of chondrite material that has not been completely reworked by melting and fractionation of the Fe-group elements and Nb with close properties. The mantle of the second type of cratons has geochemical features peculiar to PM.

*Keywords:* Archaean subcontinental lithospheric mantle, Nb–Zr–Y systematics of peridotites, thermal regimes, mantle heterogeneity

## НОВЫЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ ПО ПОЗДНЕМЕЛОВЫМ ВУЛКАНИТАМ ЧУКОТКИ: К ВОПРОСУ О ВОЗМОЖНОСТИ ПЕРЕМЕЩЕНИЙ ЧУКОТСКОГО БЛОКА ОТНОСИТЕЛЬНО СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКОЙ И ЕВРОАЗИАТСКОЙ ПЛИТ ПОСЛЕ ФОРМИРОВАНИЯ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА

© 2021 г. И. Е. Лебедев<sup>1, 4, \*</sup>, П. Л. Тихомиров<sup>1</sup>, А. М. Пасенко<sup>1</sup>, Б. Эйд<sup>2</sup>,  
Ф. Люилье<sup>2</sup>, В. Э. Павлов<sup>1, 3</sup>

<sup>1</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

<sup>2</sup>Университет Ludwig Maximilian, г. Мюнхен, Германия

<sup>3</sup>Казанский федеральный университет, г. Казань, Россия

<sup>4</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия

\*E-mail: lebedev232@ya.ru

Поступила в редакцию 17.04.2020 г.

После доработки 11.09.2020 г.

Принята к публикации 14.09.2020 г.

Выполнены палеомагнитные исследования ряда разрезов позднемиловых вулканитов Охотско-Чукотского вулканического пояса, расположенных на территории Билибинского района Чукотского автономного округа и вдоль трассы Певек–Егвекенот. Отобраны и изучены обширные коллекции, в результате лабораторной обработки которых выделена древняя характеристическая компонента намагниченности, отражающая направление геомагнитного поля времени формирования изученных пород (~85 млн лет назад). Первичность выделенной характеристической компоненты намагниченности поддерживается положительным результатом регионального теста складки, а также совпадением палеомагнитного полюса, рассчитанного по этой компоненте, с полюсом, полученным ранее [Stone et al., 2009] для Чукотки по породам близкого возраста. Палеомагнитный полюс, рассчитанный с использованием объединенной выборки, включающей как ранее полученные, так и наши новые данные ( $P_{lat} = 69.3^\circ$ ,  $P_{long} = 180.7^\circ$ ,  $N = 99$ ,  $A95 = 5.1^\circ$ ), указывает на то, что опробованные породы формировались в непосредственной близости от географического полюса. Рассмотрен вопрос надежности имеющихся позднемиловых палеомагнитных полюсов Евразии и Северной Америки, рассчитаны уточненные полюсы для этих плит для времени ~85 млн лет. С учетом рассчитанных палеомагнитных полюсов для этого времени предложена реконструкция положения Чукотско-Колымско-Омолонского блока относительно Евразии и Северной Америки. Эта реконструкция предполагает, что Чукотско-Колымско-Омолонский блок с момента формирования изученных пород и по современность испытал относительно небольшие (десятки–первые сотни километров) перемещения к югу относительно Северо-Американской плиты и заметное (несколько сот километров) смещение относительно Евроазиатской плиты. Наша реконструкция близка к таковой, предложенной в работе [Otofujii et al., 2015], однако в отличие от последней не требует коллизии Чукотско-Колымско-Омолонский блока с Евразией после 80 млн лет назад.

*Ключевые слова:* палеомагнетизм, Чукотка, вулканиты, поздний мел, палеорекострукции.

DOI: 10.31857/S0002333721020010

### ВВЕДЕНИЕ

Расшифровка тектонической истории Чукотского полуострова (далее Чукотки) необходима для понимания геологической эволюции северо-востока Евразии, восточной части Арктики и Северной Пацифики, важна для решения ряда прикладных вопросов, связанных с поиском ме-

сторождений полезных ископаемых на территории континентальной части региона и в пределах прилегающего к ней арктического шельфа. Важным элементом общей проблемы восстановления мезозойской и кайнозойской тектонической истории Чукотки является вопрос о ее соотношении с остальной частью Евразии, с Аляскинским мик-

роконтинентом, с Северо-Американской тектонической плитой.

Этот вопрос в значительной степени (но, конечно, не полностью) сводится к решению задачи о возможности взаимных перемещений тектонических блоков, к которым относятся эти территории, на протяжении различных интервалов геологической истории.

Палеомагнитный метод традиционно имеет большое значение при решении такого рода задач, позволяя, при наличии необходимых условий, получать важные ограничения на возраст и масштабы тектонических движений. Несмотря на это обстоятельство, за все годы геологического изучения на Чукотке было выполнено только одно законченное (доведенное до публикации в реферируемом научном журнале) палеомагнитное исследование [Stone et al., 2009]. В ходе этого исследования был изучен палеомагнетизм вулканитов Охотско-Чукотского вулканического пояса (ОЧВП), выходящих на поверхность в районе оз. Эльгыгытгын. При всей важности уже полученных палеомагнитных данных их количество и точность, однако представляются явно недостаточными для уверенных тектонических интерпретаций. Для реализации последних необходимо создание обширной палеомагнитной базы данных, для чего, в свою очередь, требуется постановка новых палеомагнитных исследований.

В настоящей работе мы представляем данные палеомагнитных исследований позднемиоценовых вулканитов Чукотки, выполненных в 2019–2020 гг. Эти данные несут в себе новую важную информацию о возможности перемещений Чукотского блока относительно Северо-Американской и Евроазиатской плит со времени формирования в позднем мелу изученных нами объектов.

#### КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЙ И ОТБОР ОБРАЗЦОВ

В течение полевого сезона лета 2019 г. на территории Билибинского, Чаунского, Иультинского и Анадырского районов Чукотского автономного округа нами были отобраны обширные коллекции ориентированных образцов из вулканических пород, участвующих в строении Охотско-Чукотского вулканического пояса. Географическое положение опробованных разрезов (Тимофеевка, Купол, Угаткын, VP-1, VP-3 и VP-4) показано на рис. 1.

Меловой Охотско-Чукотский вулканический пояс представляет собой одну из крупнейших на планете провинций окраинно-континентального магматизма [Белый, 1977; Tikhomirov, 2012; Ханчук и др., 2019], протянувшуюся более чем на 3000 км вдоль тихоокеанской окраины Азии от западного побережья Охотского моря до востока Чукотского полуострова при ширине 100–300 км. На тер-

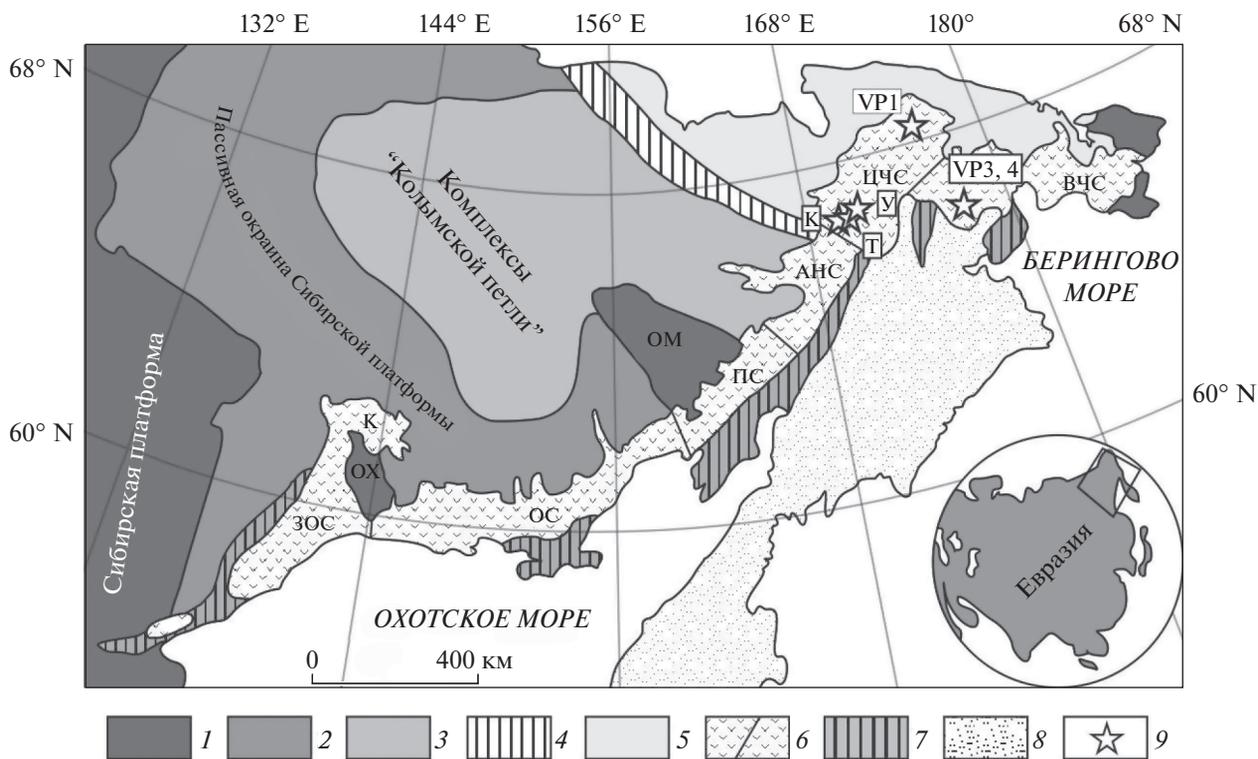
ритории Чукотки значительная часть ОЧВП наложена на структуры Чукотского блока (или Чукотско-Аляскинского микроконтинента – [Miller et al., 2017]), граница которого с остальной частью Евразии (за исключением Корякии и северной части Камчатки) проходит по Южно-Аньюской зоне (рис. 1). Последняя часто [Miller et al., 2018; Соколов и др., 2015; Kuzmichev, 2009] рассматривается как сутура, образовавшаяся при закрытии во второй половине мезозоя Южно-Аньюского океана, разделявшего Чукотский блок и Колымско-Омолонский супертеррейн.

Чукотский блок является блоком континентальной коры, в настоящее время слагающей большую часть Чукотского полуострова. В схеме тектонического районирования [Богданов и др., 1992] этот блок объединяет Аньюскую и Чаунскую складчатые зоны мезозой и Восточно-Чукотский кратонный блок. Согласно принятым палеотектоническим реконструкциям [Parfenov et al., 2009; Grantz et al., 2011; Shepherd et al., 2013], в раннем мезозое Чукотский (Чукотско-Аляскинский) блок был отделен от Северо-Американского и Сибирского континентов бассейнами с корой океанического типа. Граница между Чукотским блоком и позднемезозойскими и кайнозойскими аккрецированными комплексами Корякии и северной части Камчатки проводится по контуру юго-восточных выходов структур Охотско-Чукотского пояса.

Под Колымо-Омолонским супертеррейном в настоящей статье, как, впрочем, и во множестве других работ, понимается коллаж разнородных террейнов, в юрское время объединенных в составе единого блока континентальной коры. С запада и с севера (в современных координатах) этот блок был ограничен реликтами Оймяконского и Южно-Аньюского океанических бассейнов, с востока – Палеопацификом (напр., [Shepherd et al., 2013]). В поздней юре, с закрытием Оймяконского бассейна, Колымо-Омолонский блок аккрецирован к окраине Сибирского континента (см., напр., [Didenko et al., 2002; Лаверов и др., 2013]). Граница блока трассируется реликтами Уяндино-Ясачненского вулканического пояса и синхронного с ним Главного батолитового пояса [Акинин и др., 2009], однако положение соответствующей сутурной зоны остается дискуссионным.

В геологической литературе практически общепринято мнение о том [Otofujii et al., 2015; Parfenov et al., 2009; Соколов, 2010], что после закрытия Южно-Аньюского океана Чукотский блок соединился с Колымско-Омолонским супертеррейном. В результате образовалась тектоническая единица, которую ниже мы будем называть Чукотско-Колымско-Омолонским блоком.

Считается, что формирование ОЧВП начинается после завершения компрессионной активности



**Рис. 1.** Тектоническая схема северо-востока Азии (по работе [Тихомиров, 2018] с упрощениями): 1 – Сибирская платформа и кратонные блоки (ОХ – Охотский массив, ОМ – Оломонский массив); 2 – пассивная окраина Сибирской платформы; 3 – комплексы “Колымской петли” – тектонический коллаж разнородных террейнов, включающий блоки древней континентальной коры, комплексы различных переходных зон континент–океан и фрагменты офиолитовых разрезов; 4 – Южно-Аноийская сутурная зона (ЮАС); 5 – пассивная окраина Чукотско-Аляскинского микроконтинента; 6 – Охотско-Чукотский вулканический пояс с границами сегментов: ВЧС – Восточно-Чукотский, ЦЧС – Центрально-Чукотский, АНС – Анадырский, ПС – Пенжинский, ОС – Охотский, ЗОС – Западно-Охотский; ПД – Преддзуджурский прогиб, К – Куйдусунский прогиб; 7 – магматические комплексы позднеюрско-раннемеловых (доальбских) вулканических дуг; 8 – Корякско-Камчатская складчатая область; 9 – местоположение объектов исследования: К – Купол, Т – Тимофеевка, У – Угаткын, П – Паляваам, В – Валунистый, М – Матачингай, Э – Эгвекинот.

на территории региона, что, в частности, отразилось в том, что вулканы не несут, как правило, следов значимых деформаций [Соколов и др., 2010; Miller et al., 2018]. Залегание вулканогенных покровов контролируется обычно палеорельефом и элементами структур компенсационного погружения – кальдер и вулканотектонических депрессий [Тихомиров, 2018]. Согласно схеме районирования, предложенной в работе [Белый, 1977], изученные нами объекты относятся к Центрально-Чукотскому и Восточно-Чукотскому сегментам ОЧВП.

В настоящее время датирование опробованных разрезов опирается на данные, полученные по породам, которые: 1) более или менее уверенно коррелируются с породами, изученными нами; 2) принадлежат тем же стратонам и 3) выходят на поверхность в относительной близости от районов наших работ.

Доступные данные изотопного датирования (см. табл. 1) позволяют определить возраст изученных толщ с погрешностью не более  $\pm 5$  млн лет.

Тем не менее из-за значительной латеральной изменчивости разрезов ОЧВП возможности корреляции толщ по литологическому составу ограничены [Тихомиров, 2018]. Если проба для датирования отобрана вне изученного разреза, полученное значение возраста можно применить к данному разрезу лишь с долей условности

Мы отмечаем, что в рамках настоящего исследования нас вполне удовлетворяет точность определения возраста внутри интервала 5 млн лет, что связано как с малостью перемещения плит за такое время, так и с известным фактом длительного “стояния” позднемеловых палеомагнитных полюсов Северной Америки и Евразии [Besse et al., 2003; Kent et al., 2010; Torsvik et al., 2012].

Отбор образцов для палеомагнитных исследований осуществлялся сайтовым методом [Butler, 1998], большинство сайтов отвечает отдельным лавовым потокам, часть сайтов представляет обнажения туфов, игнимбритов, других вулканогенных пород. Принадлежность пород изученных сайтов к тем или иным свитам, а также количе-

Таблица 1. Палеомагнитные направления, определенные в изученных породах

Номера сайтов	Данные по свитам и составу пород по [Исаева и др., 2016]	Изотопный возраст	N	n	Dg	Ig	Ds	Is	K	alfa95	$Km, \times 10^{-3}$ ед. СИ
Купол 66°51' с.ш., 169°51' в.д.											
1	Эмунэретская свита, преимущественно туфы и иллитбрииты кислого состава, местами прослой лав основного и среднего состава	Проба в 3 км к западу от района работ ближе к верхам разреза: 86.8 ± 2.7 млн лет, Ag–Ar по плагиоклазу [Тихомиров, 2006]	14	11	47.1	83.5	47.1	83.5	544	2	5.29
2			13	10	26	78.3	26	78.3	302.2	2.8	5.37
3			13	9	9.3	79.9	9.3	79.9	153	4.2	3.17
4			13	7	34.2	64.5	34.2	64.5	274.7	3.6	15
5	Козьвуньская свита, преимущественно лавы основного и среднего состава, туфы того же состава	Проба в 4 км к западу от района работ, отвечает примерно середине разреза: 93.7 ± 1.2 млн лет, Ag–Ar по амфиболу; 91.8 ± 1.6 млн лет, Ag–Ar по плагиоклазу [Тихомиров, 2006]	14	14	327.2	84.8	327.2	84.8	97.9	4	23.2
6			14	13	85	85.2	85	85.2	77.6	4.7	19.6
7			12	13	356.1	72	356.1	72	73.3	4.9	23
8			14	9	316.2	67.8	316.2	67.8	167	4	22.3
Тимофеевка 66°56' с.ш., 170°15' в.д.											
1	Козьвуньская свита, преимущественно лавы основного и среднего состава, туфы того же состава	Породы принадлежат той же структуре, что и породы разрезов Угаткын и Купол и близки к ним по возрасту	15	12	252.2	80.9	162.7	78.1	90.4	4.6	4.44
2			8	4	289.2	74.1	219.4	85.7	65.7	11.4	3.62
3			5	4	265.3	70.3	217.2	77.5	129.3	8.1	0.56
4			13	11	332.1	70.2	8.2	75.1	225.5	3	16.3
5			15	14	328	70.8	5.4	76.4	98.8	4	28.6
6			13	13	316.9	67.9	339.7	77.9	82.6	4.6	18.1
7			13	13	317	73.2	0.7	80.5	242.2	2.7	23.5
8			13	13	294.4	76.1	342.3	86.8	385.5	2.1	23.4
9			13	10	10.3	80.7	63.8	75.2	44.4	7.3	20.1
10			13	13	321.6	62.7	314.8	79.6	195.6	3	24.3
11			14	12	333.4	76.1	117.1	86.3	102.4	4.3	19.4
12			15	15	340.8	57.8	355	73.7	160	3	13.1
13			14	14	273	74	206	81.5	100.7	4	20
14			10	6	251.5	82.4	172.5	73.4	173.5	5.1	17.8
15			12	8	283.4	77.2	195.3	78.6	144	4.6	18.1
17			14	12	258	79.4	183.6	73.8	87.2	4.7	34.2
18			13	13	341.2	76.7	106.1	84.6	127.4	3.7	17.6
19			16	11	5.1	78	101.1	79.3	173.8	3.5	19
Угаткын 67°14' с.ш., 170°59' в.д.											
1	Пыкарваамская свита, преимущественно лавы, иллитбрииты, туфы кислого состава	Проба 13 км к востоку от района работ, отвечает примерно перекрывающим комплексам: 85.4 ± 1.2 млн лет, U–Pb по циркону [Тихомиров, 2012]	13	9	50.6	62.8	71.7	59.4	140.8	4.4	11.1
3			12	12	247.7	84.2	163.9	78.9	80.8	4.9	12.7
4			15	14	329.6	86.2	128.4	81.6	103.6	3.9	22.7
5			13	11	257.7	72	217.5	74.8	87.8	4.9	6.35
6			13	10	342.9	80	78.9	84.4	89.5	5.1	7.09
7			14	13	279.1	75.5	223.9	81.6	93.9	4.3	12.8
8			23	19	346.8	59.5	2.8	68.8	53.7	4.6	6.5

Таблица 1. Продолжение

Номера сайтов	Данные по свитам и составу пород по [Исаева и др., 2016]	Изотопный возраст	N	n	Dg	Ig	Ds	Is	K	alfa95	Km, × 10 <sup>-3</sup> ед. СИ
VP1 (Палаваям) 68°28' с.ш., 174°32' в.д.											
1	Алькак вулканическая свита, преимущественно лавы, туфы, игнимбриты кислого состава	Алькак вулканическая свита, 20 км к северу от района работ, отвечает примерно основанию разреза: 88.6 ± 2.1 млн лет, U–Pb по циркону [Тихомиров, 2012]	15	12	260.1	61.1	260.1	61.1	95.1	4.5	0.29
2			15	13	227.7	72.1	227.7	72.1	41.4	6.5	3.58
3			15	12	251.4	77.7	251.4	77.7	89.6	4.6	2.77
4			15	12	302.4	75.6	302.4	75.6	66.3	5.4	4.97
5			15	14	231.5	77.5	231.5	77.5	05.4	3.9	7.93
6-1	Каленьмуваамская свита, преимущественно лавы, туфы, игнимбриты среднего состава	Каленьмуваамская свита, 20 км к северу от района работ, отвечает примерно основанию разреза: 88.6 ± 2.1 млн лет, U–Pb по циркону [Тихомиров, 2012]	8	7	101.7	76.9	101.7/121.8	76.9/65.6	1	7.3	10.7
6-2			15	12	81.9	80.9	81.9/118	80.9/70.9	1	6.2	5.79
8			15	8	40.9	79.4	40.9/96.4	79.4/82.1	186.1	4.1	3.94
9			16	11	46.1	76.9	46.1/77.8	76.9/78.3	130.1	4	6.8
10			16	6	43.2	82	43.2/157.4	82.0/85.1	244.4	4.3	6
11			14	12	29.9	77.3	29.9/77.2	77.3/87.2	80.8	4.9	5.45
VP4 (Валунистый) 66°26' с.ш., 177°37' в.д.											
1	Нундигранская свита, преимущественно лавы и туфы основного и среднего состава	Леурваамская свита, 12 км к северо-востоку от района работ, отвечает примерно подстилающим комплексам: 80.6 ± 1.3 млн лет, U–Pb по циркону [Сахно, 2010]	13	10	109.6	-35.7	109.6	-35.7	41.3	7.6	21.9
2			12	11	316.8	-9.5	316.8	-9.5	49.3	6.6	31.2
3			15	14	299.2	-30.9	299.2	-30.9	41.8	6.2	29.5
4			15	12	62.4	76.7	62.4	76.7	82.3	4.8	27.8
5			17	13	284.4	76	284.4	76	116.6	3.9	28.2
6			16	12	215.9	82.5	215.9	82.5	54.8	5.9	37.6
7			16	13	46.9	62.4	46.9	62.4	128.4	3.7	27.1
8			17	9	196.5	81.4	196.5	81.4	24.1	10.7	39.1
9			16	15	119.1	85.8	119.1	85.8	99.1	3.9	31.3
10			16	15	26.1	69.1	26.1	69.1	46.3	5.7	23.7
11			15	12	64.8	73.9	64.8	73.9	44	6.6	37.2
12			15	14	62.1	80	62.1	80	62	5.1	26
13			15	11	63.5	74.6	63.5	74.6	48.5	6.6	30.1
VP3 (Валунистый) 66°21' с.ш., 177°31' в.д.											
1	Экитыкинская свита, преимущественно лавы среднего или основного состава, туфы того же состава	Леурваамская свита, 20 км к северо-востоку от района работ, отвечает примерно комплексам, перекрывающим экитыкинскую свиту: 80.6 ± 1.3 млн лет, U–Pb по циркону [Сахно, 2010]. Поскольку изученные потоки из разрезов VP3 и VP4 входят в состав единой структуры и обладают сходным составом, предполагается, что они имеют близкий возраст	15	13	109.6	80.2	109.6	80.2	48.6	6	9.67
3			16	13	51.4	81.4	51.4	81.4	109.5	4	11.8
4			16	12	139.2	64.2	139.2	64.2	98.1	4.4	15.4
4-1			13	9	106.3	79.1	106.3	79.1	121.8	4.7	24.4
5			16	12	156.4	69.3	156.4	69.3	234.2	2.8	22.5
6 + 7			30	25	70.4	74.8	70.4	74.8	52.5	4	21.4

Примечание: N – число образцов, отобранных из сайта; n – число образцов, использованных для расчета палеомагнитных направлений; Dg (Ds), Ig (Is) – склонения и наклонения в географической (стратиграфической) системе координат; K – кучность, alpha95 – радиус круга доверия; Km – магнитная восприимчивость.

ство образцов, отобранных в каждом сайте, показано в табл. 1. Всего в ходе наших полевых исследований 2019 г. опробовано 6 удаленных друг от друга разрезов, при этом отобрано 963 ориентированных образца из 68 сайтов. В большинстве своем в изученных обнажениях отсутствуют признаки каких-либо значительных вторичных изменений, породы залегают либо горизонтально, либо моноклиналино с небольшим наклоном, не превышающим 12–16 градусов. Замеры ориентировки образцов производилась магнитным компасом, поправка за склонения была взята по модели IGRF 12-го поколения [Thébault et al., 2015]. При отборе каждого образца осуществлялась проверка влияния пород на показания магнитной стрелки.

### ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ

Лабораторные палеомагнитные исследования выполнялись по стандартной методике [Храмов и др., 1982; Butler, 1998; Tauxe, 2010] в палеомагнитных лабораториях ИФЗ РАН (Москва) и Университета Ludwig Maximilian (Мюнхен). Чистка переменным магнитным полем была выполнена в Палеомагнитной лаборатории ИФЗ РАН. Используемая в этой лаборатории аппаратура позволяет выполнять этот вид чистки в автоматическом режиме, что существенно повышает производительность лабораторных исследований и существенно уменьшает влияние возможных ошибок оператора.

Размагничивание образцов из разрезов Купол и Угаткин выполнялось в Палеомагнитной лаборатории Мюнхенского университета. Для изучения компонентного состава намагниченности этих образцов использовалась температурная магнитная чистка.

На первом этапе исследований по дублям, выпиленным из 2–3 образцов из каждого сайта, было выполнено сравнение результатов температурной магнитной чистки и чистки переменным магнитным полем. Это сравнение показало, что оба вида магнитной чистки дают статистически неразличимые результаты, на основании чего магнитная чистка образцов из разрезов Тимофеевка, VP1, VP2 и VP3 была выполнена переменным магнитным полем.

Значительная часть изученных образцов (сайтов) содержит палеомагнитную запись хорошего и удовлетворительного качества (рис. 2).

В таких образцах по результатам магнитной чистки обычно выделяются 2 компонента намагниченности: первая, малостабильная низкокоэрцитивная или низкотемпературная, с крайне нерегулярными направлениями, и вторая, стабильная высококоэрцитивная или высокотемпературная характеристическая компонента с положительными крутыми наклонами и склонениями,

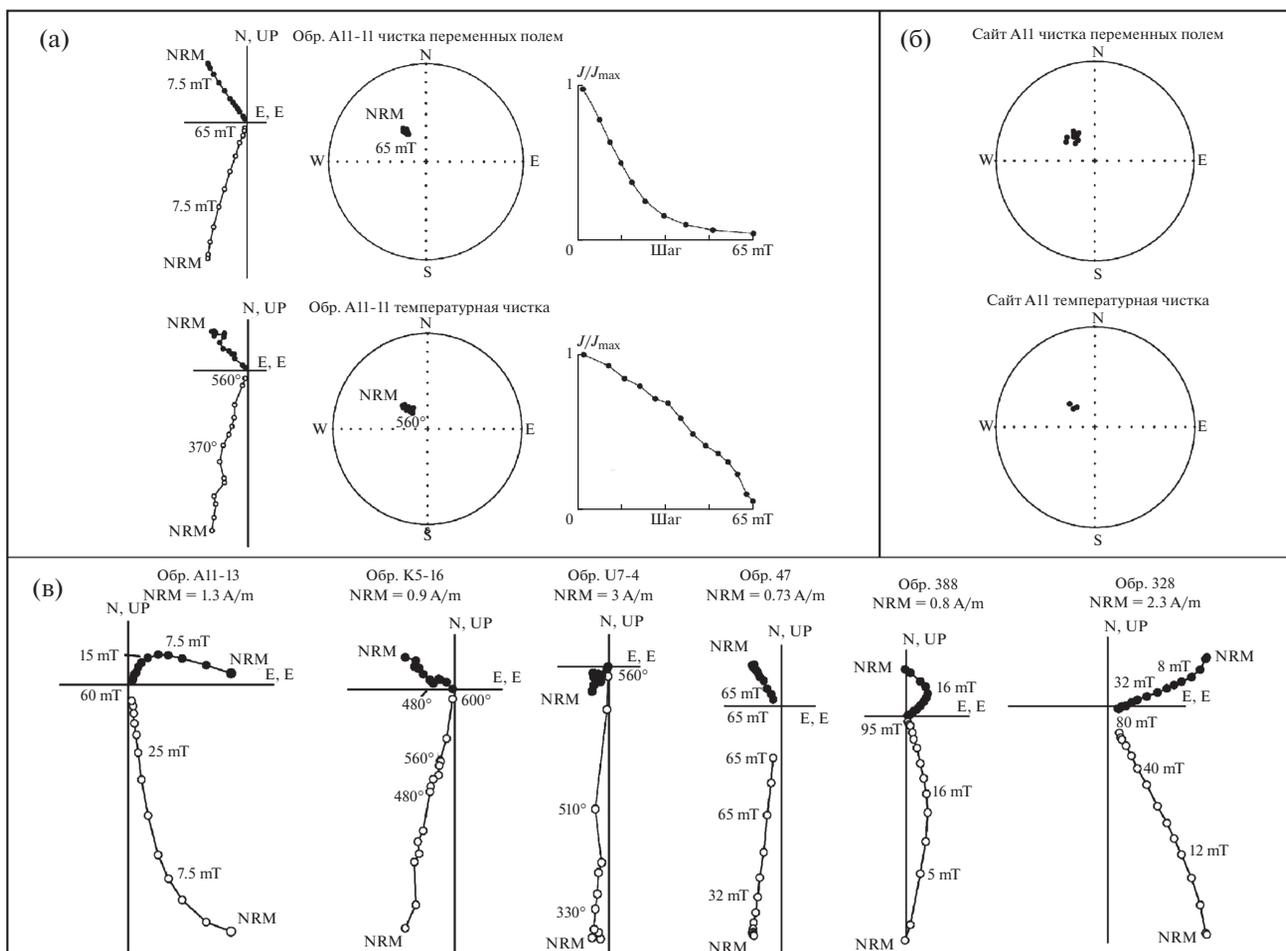
распределенными по всем четвертям стереограммы (рис. 2, рис. 3). Малостабильная низкокоэрцитивная компонента обусловлена, скорее всего, наложением в разных пропорциях в разных образцах современного вязкого перемагничивания *in situ*, вязкого лабораторного перемагничивания, а также перемагничивания, связанного с молниями. Характеристическая компонента, вероятно, отвечает направлению магнитного поля времени образования изученных пород. Некоторые доводы в пользу первичности этой компоненты будут рассмотрены ниже.

Распределение направлений характеристической компоненты по сайтам и соответствующие статистические характеристики приведены в табл. 1 и показаны на рис. 3. Внутри ряда сайтов наблюдались резкие “отскоки” отдельных направлений от общего распределения направлений. Такие “отскоки” не принимались в расчет и рассматривались как результат ошибки ориентировки образца либо при его отборе, либо при распиловке. Подавляющее большинство средних направлений по сайтам отвечает прямой полярности поля, однако в трех сайтах из нижней части разреза VP4 эти направления характеризуются низкими и умеренными отрицательными наклонами. Мы рассматриваем их как отражающие направление переходного поля (т.е. поля, находящегося в процессе геомагнитной инверсии) и поэтому исключаем из наших расчетов.

В разрезе VP1 верхние шесть потоков залегают с наклоном от 7 до 13 градусов, в то время как залегание нижних 5 потоков – горизонтальное (рис. 4). Полевые наблюдения свидетельствуют в пользу того, что наклон верхних 6 потоков – первичный, связанный с рельефом поверхности, на которую изливались потоки. Поэтому для этих шести верхних потоков мы использовали средние для сайтов направления характеристической намагниченности, рассчитанные в современной системе координат.

Средние (по сайтам) направления характеристической намагниченности, полученные по всем изученным разрезам, были пересчитаны в виртуальные геомагнитные полюсы. Координаты (широта и долгота) среднего полюса составляют  $Plat = 69.4^\circ$  с.ш.,  $Plong = 183.7^\circ$  в.д., при радиусе круга доверия  $A95 = 6.1^\circ$  и количестве использованных для расчета сайтов  $N = 60$ . Ниже мы будем обсуждать именно этот полюс. Если не брать в расчет данные по наклоненным потокам разреза VP1, координаты среднего полюса будут отличаться от вышеприведенного на  $1.7^\circ$  и составят  $Plat = 70.2^\circ$  с.ш.,  $Plong = 188.2^\circ$  в.д., при  $A95 = 6.7^\circ$  и  $N = 54$ .

На настоящий момент мы можем привести два, как представляется, сильных аргумента в



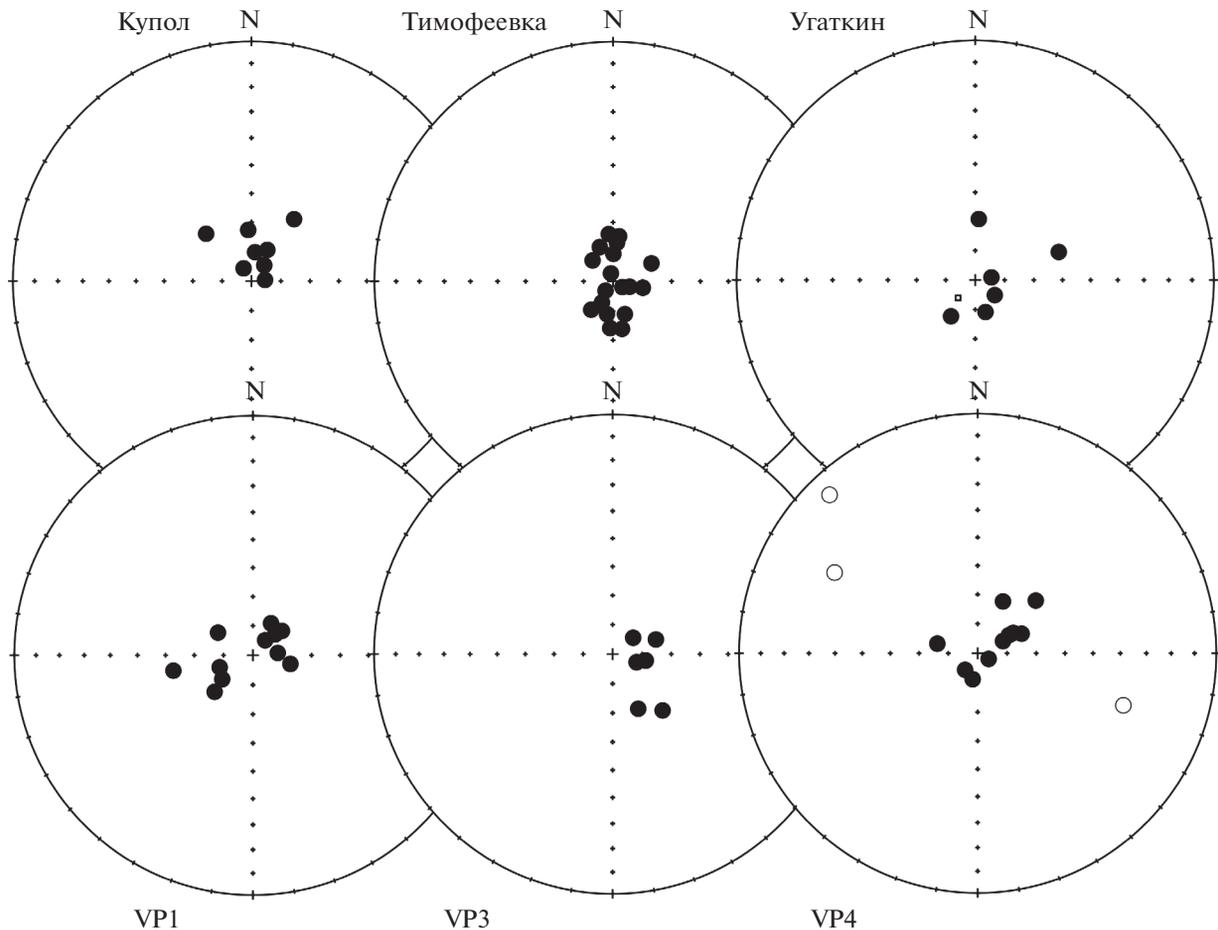
**Рис. 2.** (а) и (б) – Сравнение результатов магнитных чисток температурой и магнитным полем: (а) – примеры диаграмм Зийдвервелда, полученных для дублей из одного образца в результате магнитных чисток температурой и магнитным полем, (б) – примеры сравнения распределений направлений, выделенных внутри сайта, по результатам магнитных чисток температурой и магнитным полем; (в) – примеры диаграмм Зийдвервелда по результатам магнитных чисток пород из разрезов Тимофеевка (обр. А11-13), Купол (обр. К5-16), Угаткын (обр. U7-4), VP1 (обр. 47), VP3 (обр. 328), VP4 (обр. 388)). Залитые (незалитые) кружки обозначают проекции вектора естественной остаточной намагниченности на горизонтальную (вертикальную) плоскость.

пользу первичности выделенной характеристической компоненты намагниченности.

Первый аргумент вытекает из сравнения средних направлений характеристической компоненты намагниченности, рассчитанных для сайтов с ненарушенным залеганием пород (разрезы Купол, VP1, VP3, VP4) и для сайтов, где породы были наклонены после их формирования (разрезы Тимофеевка и Угаткын). Фактически, это сравнение составляет тест складки [Butler, 1998; Храмов и др., 1982]. Результат этого теста (выполненного с использованием процедуры, описанной в работе [McFadden et al., 1990]), как видно из рис. 5, — положительный: сравнимые направления статистически неразличимы в стратиграфической (древней) системе координат и, очевидно, расходятся в географической (современной) системе координат. Поскольку деформации первичного

залегания пород на изученных участках происходили, вероятно, в ходе компенсационных прогибаний непосредственно вслед за формированием вулканических разрезов, положительный результат теста определенно указывает на то, что выделенная характеристическая компонента намагниченности образовалась во время или вскоре после излияния потоков.

Вторым аргументом в пользу первичности выделенной характеристической компоненты намагниченности является статистическое совпадение положения среднего полюса, полученного в настоящей работе, с положением полюса, представленного ранее в работе [Stone et al., 2009] для относительно недалеко расположенных вулканических пород ОЧВП близкого возраста ( $Plat = 67.0^\circ$  с.ш.,  $Plong = 171.0^\circ$  в.д., при  $A95 = 9.8^\circ$  и  $N = 40$ ). Угловое расстояние между этими полю-



**Рис. 3.** Распределение направлений характеристических компонент в изученных разрезах: кружки — средние направления по сайтам; залитые кружки отмечают проекции на нижнюю полусферу; незалитые кружки — на верхнюю полусферу.

сами составляет  $5.6^\circ$  при погрешности его определения (вычисленной согласно [DeBiche et al., 1995]) равной  $8.4^\circ$

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Расчитанный нами средний полюс для Чукотского блока получен на основе данных по 60 сайтам. Эти сайты представляют, в основном, вулканические потоки, изученные в 5 разрезах, удаленных друг от друга на десятки и сотни километров. При этом, судя по имеющимся изотопным датировкам (см. табл. 1), возраст пород разрезов Тимофеевка, Купол, Угаткин и VP1 может быть на несколько миллионов лет больше, чем таковой для разрезов VP3 и VP4.

Это обстоятельство, так же как и довольно значительное количество изученных потоков, дает основание считать, что полученный нами полюс усредняет в себе геомагнитные вековые вариации и, таким образом, может рассматриваться как палеомагнитный. На основании имеющихся данных мы оцениваем возраст этого полюса как  $\sim 85$  млн лет.

Расчитанные координаты полюса (см. выше) указывают на то, что формирование изученных пород происходило на очень высоких широтах в непосредственной близости от географического полюса. Для условной средней точки района работ с координатами  $67^\circ$  с.ш. и  $173^\circ$  в.д. расчетная палеоширота на время  $\sim 85$  млн лет составляет  $83.6^\circ \pm 6.1^\circ$ .

Поскольку в работе [Stone et al., 2009] представлены палеомагнитные результаты по породам ОЧВП близкого возраста, мы можем объединить наши данные с данными Д. Стоуна с соавторами и рассчитать несколько более точный полюс. Расчет объединенного среднего полюса выполнен путем осреднения виртуальных геомагнитных полюсов, полученных по нашим сайтам, с таковыми, рассчитанными по вулканическим сайтам из работы [Stone et al., 2009]. Координаты такого объединенного полюса составляют:  $Plat = 69.3^\circ$ ,  $Plat = 180.7^\circ$ , при  $A95 = 5.1^\circ$  и  $N = 99$ . Используя этот полюс, мы можем точнее определить палеошироту условной средней точки, ее оценка будет составлять  $86.3^\circ \pm 5.1^\circ$ .

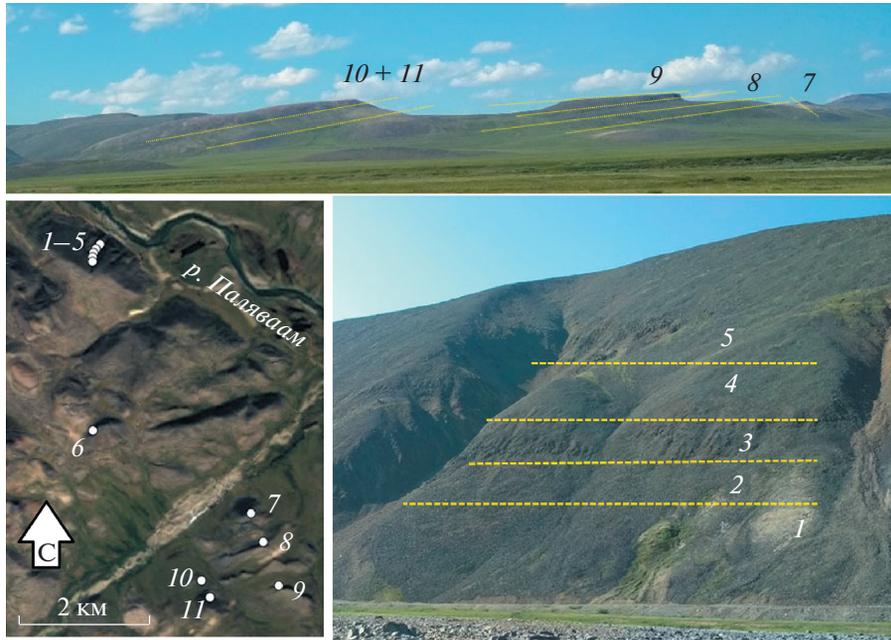


Рис. 4. Залегание потоков в районе отбора VP1. Сверху – верхняя часть разреза, справа внизу – нижняя часть разреза, слева внизу – схема расположения обнажений потоков на местности.

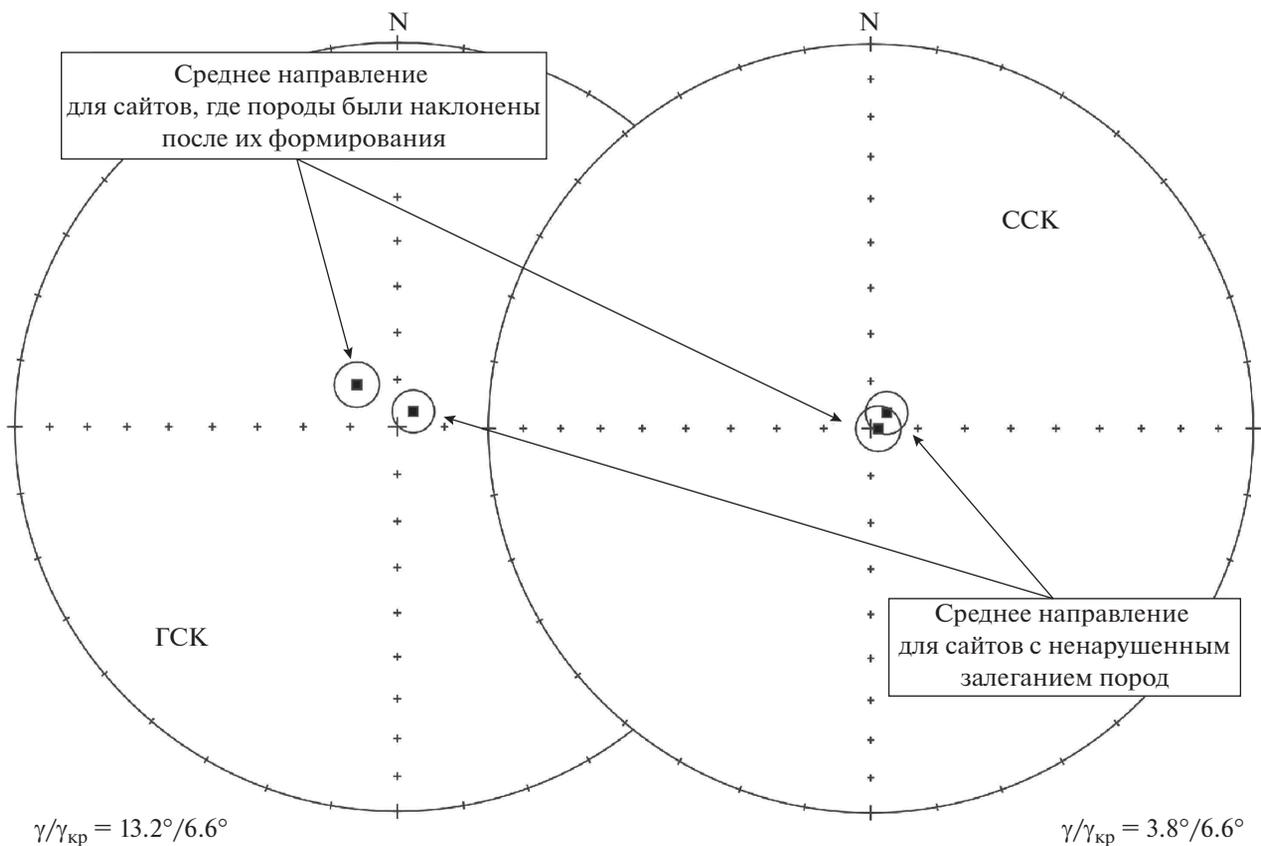


Рис. 5. Сравнение средних направлений, рассчитанных для сайтов с ненарушенным залеганием пород и для сайтов, где породы были наклонены после их формирования. Средние направления показаны залитыми квадратами. Стереограмма слева показывает направления в географической системе координат (ГСК), справа – в стратиграфической системе координат (ССК).  $\gamma/\gamma_{кр}$  – угловое расстояние между сравниваемыми направлениями и соответствующий критический угол [McFadden, McElhinny, 1990].

В течение долгого времени источником сведений о положении мезозойских палеомагнитных полюсов Северной Америки и Евразии служила работа [Besse et al., 2003]. Однако в последнее десятилетие появились две новые работы [Kent et al., 2010; Torsvik et al., 2012], которые предлагают несколько иные, обновленные полюсы для этих плит. Отметим, что если для Северной Америки “новые” полюсы лежат в непосредственной близости от ранее предлагавшихся, то “старые” и “новые” полюсы Евразии существенно различаются. Соответственно, от того, какие полюсы мы выберем в качестве референтных для Евразии, будет существенно зависеть оценка перемещения Чукотского блока относительно Евроазиатской плиты. Если так, то имеет смысл попытаться сравнить надежность оценок положения палеомагнитных полюсов, предлагаемых названными авторами для Евразии для временного уровня 80–90 млн лет.

Кривые (траектории) кажущейся миграции полюса (ТКМП), по которым определяются полюсы Бесса и Куртийо [Besse et al., 2003], получены по следующему алгоритму. Отобранные по результатам селекции конкретные палеомагнитные полюсы разных плит пересчитываются с использованием кинематических моделей на одну плиту (Южную Африку). Затем, с использованием скользящего окна длиной 20 млн лет, эти полюсы усредняются и строится синтетическая кривая (траектория) кажущейся миграции полюса, которая представляет собой последовательность средних полюсов, определенных для разных временных уровней. Затем, полученная ТКМП пересчитывается, опять же, с помощью выбранных кинематических моделей на конкретные плиты.

По такому же алгоритму получены полюсы Кента и Ирвинга [Kent et al., 2010], с той лишь разницей, что ими была использована несколько расширенная по сравнению с работой [Besse et al., 2003] выборка исходных полюсов, все полюсы пересчитывались на Северо-Американскую плиту, и ТКМП строилась только для Северо-Американской плиты.

В отличие от выше названных работ, авторы статьи [Torsvik et al., 2012] строили ТКМП для Северной Америки и Евразии, опираясь только на данные, полученные по этим плитам. Достоинство такого подхода состоит в том, что в конечный результат не закладываются погрешности, связанные с кинематическими моделями. Недостаток в том, что существенно уменьшается количество используемых полюсов, с соответствующей потерей точности. Из-за того, что для рассматриваемого интервала времени количество исходных полюсов для Северной Америки и Евразии особенно мало, этот недостаток может самым серьезным образом сказаться на “помехо-

защищенности” результирующих средних полюсов. Последнее, соответственно, порождает существенные сомнения в надежности Северо-Американских и Евроазиатских полюсов 80–90 млн лет из работы [Torsvik et al., 2012].

Северо-Американские полюсы из работы [Torsvik et al., 2012], однако, поддерживаются тем обстоятельством, что они близки к одновозрастным полюсам, полученным другим методом и по другим выборкам [Besse et al., 2003; Kent et al., 2010]. Что же касается Евроазиатских полюсов из работы [Torsvik et al., 2012], то сомнения в отношении их еще более усиливаются в силу уже отмеченного выше их заметного отличия от соответствующих полюсов, предлагавшихся в других работах (см. табл. 2).

Представляется, что на настоящий момент наиболее корректные средние полюсы для рассматриваемых плит могут быть рассчитаны через приложение метода, использованного Бессом и Куртийо, к выборке полюсов из работы [Torsvik et al., 2012]. Последняя значительно расширена по сравнению с выборкой из работы [Besse et al., 2003] и, соответственно, при прочих равных является более солидной основой для определения надежных средних полюсов. Полюсы, рассчитанные таким образом для Северо-Американской и Евроазиатской плит для времени ~85 млн лет, приведены в табл. 2. Интересно отметить, что полюс, рассчитанный нами для Евразии (табл. 2), статистически неотличим ( $\gamma/\gamma_{кр} = 2.4/5.1^\circ$ , [Debiche et al., 1995]) от хорошо обоснованного и независимо полученного Южносибирского позднемелового полюса ( $Plat = 82.8^\circ$ ,  $Plat = 188.5^\circ$ , при  $A95 = 6.1^\circ$ ), представленного в работе [Метелкин и др., 2007]. Этот факт мы рассматриваем как дополнительный аргумент в пользу надежности рассчитанного нами Евроазиатского полюса.

Теперь мы можем обратиться к вопросу об относительных перемещениях рассматриваемых тектонических блоков. Отметим, что какой бы из полюсов Северо-Американской плиты мы не сравнивали с нашим Чукотским полюсом (см. табл. 2), результат оказывается одинаков: палеомагнитные данные определенно указывают на то, что с 80–90 млн лет назад по настоящее время Чукотский блок испытал сравнительно небольшие, но, тем не менее, вполне фиксируемые перемещения относительно Северо-Американской плиты. Таким образом, наши данные указывают на то, что, по крайней мере, часть времени из последних 80–90 млн лет Чукотка не являлась *sensu stricto* составной частью Северо-Американской плиты.

Представляется, что наиболее корректно масштаб и характер перемещений Чукотки относительно Северо-Американской плиты может быть оценен путем сравнения Чукотского и Северо-

**Таблица 2.** Угловые расстояния между палеомагнитными полюсами Чукотского блока, Евразии и Северной Америки

Возраст полюсов	Координаты полюсов	Угловое расстояние до ~85 млн лет палеомагнитного полюса Чукотского (палео)микроконтинента (Plat = 69.3°, Plong = 180.7°, при A95 = 5.1° и N = 99 – настоящая работа)	Палеошироты, рассчитанные на условную среднюю точку района работ с координатами 67° с.ш. и 173° в.д.
Палеомагнитные полюсы Евразии [Besse, Courtillot, 2003]			
80 млн лет	Plong = 206.1°; Plat = 81.4°; A95 = 5.9°; N = 14	13.1° ± 5.8°	73.6° ± 5.9°
90 млн лет	Plong = 202.1°; Plat = 82.2°; A95 = 5.1°; N = 13	13.4° ± 5.4°	73.4° ± 5.1°
Палеомагнитные полюсы Евразии [Torsvik et al., 2012]			
80 млн лет	Plong = 156.7°; Plat = 73.5°; A95 = 3.9°; N = 4	8.3° ± 4.5°	81.5° ± 3.9°
90 млн лет	Plong = 159.0°; Plat = 74.2°; A95 = 6.2°; N = 4	7.8° ± 5.4°	81.5° ± 6.2°
Палеомагнитный полюс Евразии (настоящая работа)			
85 млн лет	Plong = 176.4°; Plat = 80.4°; A95 = 2.7°; N = 27	10.9° ± 4.4°	76.6° ± 2.7°
Палеомагнитные полюсы Северной Америки [Besse, Courtillot, 2003]			
80 млн лет	Plong = 207.4°; Plat = 74.7°; A95 = 5.9°; N = 14	9.3° ± 5.8°	76.6° ± 5.9°
90 млн лет	Plong = 207.4°; Plat = 75.5°; A95 = 5.1°; N = 13	9.7° ± 5.4°	76.4° ± 5.1°
Палеомагнитные полюсы Северной Америки [Torsvik et al., 2012]			
80 млн лет	Plong = 202.8°; Plat = 75.9°; A95 = 7.9°; N = 4	8.6° ± 6.7°	77.3° ± 7.9°
90 млн лет	Plong = 197.2°; Plat = 75.7°; A95 = 6.3°; N = 4	7.6° ± 5.4°	78.5° ± 6.3°
Палеомагнитные полюсы Северной Америки [Kent, Irving, 2010]			
80 млн лет	Plong = 195.0°; Plat = 75.2°; A95 = 4.5°; N = 6	8.6° ± 6.7°	79.3° ± 4.5°
90 млн лет	Plong = 190.6°; Plat = 75.5°; A95 = 3.4°; N = 8	7.6° ± 5.4°	79.9° ± 3.4°
Палеомагнитный полюс Северной Америки (настоящая работа)			
85 млн лет	Plong = 185.0°; Plat = 76.1°; A95 = 2.7°; N = 27	6.5° ± 4.4°	80.2° ± 2.7°

Примечание: Plat, Plong, A95 – широта, долгота и радиус круга доверия палеомагнитных полюсов. N – число индивидуальных полюсов, на основании которых рассчитаны координаты среднего полюса.

Американского полюсов, полученных в настоящей работе. Эти полюсы показаны на рис. 6.

Хотя их круги доверия перекрываются, строгий тест в работе [DeBiche et al., 1995] подтверждает статистически значимое различие этих полюсов (см. табл. 2). Отметим, что наблюдаемое расхождение Чукотского и Северо-Американского полюсов могло быть обеспечено вращением Чукотки относительно Северной Америки вокруг

эйлеровского полюса, находящегося в районе устья р. Маккензи (~69° с.ш. и 135° з.д.) на угол порядка 10°–15° по часовой стрелке (см. рис. 6). Подобное вращение Чукотки в составе Аляскинско-Чукотского микроконтинента предлагалось для объяснения возникновения Амеразийского бассейна в Восточной Арктике (ротационная гипотеза [Grantz et al., 2011]). При этом предполагалось, что такое вращение могло продолжаться ли-



**Рис. 6.** Сравнение полюса Чукотки с Северо-Американским и Евразийским полюсами для времени  $\sim 85$  млн лет. Серый круг (Ч) – Чукотский полюс; синий квадрат – Северо-Американский полюс, красный квадрат – Евразийский полюс. Полюсы показаны с соответствующими кругами доверия. Черная звезда – предполагаемое расположение полюса Эйлера в районе дельты р. Маккензи для возможного смещения (пунктирная стрелка) Чукотского полюса относительно Северо-Американского полюса.

бо до апт-альбского времени ( $\sim 110$  млн лет назад [Parfenov et al., 2009; Соколов, 2010]), либо вплоть до второй половины позднего мела ( $\sim 80$ – $70$  млн лет назад [Miller et al., 2018]). Наши данные, скорее, согласуются со второй точкой зрения.

Полученные данные позволяют оценить относительные широтные смещения Чукотки (здесь и далее – в составе Чукотско-Колымско-Омолонского блока) и Северо-Американской плиты за последние 80–90 млн лет (рис. 7). Если бы все это время Чукотка входила в состав Северо-Американской плиты, широта условной средней точки во время образования изученных пород составляла бы  $80.2^\circ \pm 2.7^\circ$  (см. табл. 2). Наш результат указывает на то, что в это время Чукотка находилась на еще более высоких широтах (см. выше). Разница наблюдаемых и ожидаемых палеоширот составляет  $6.1^\circ \pm 5.8^\circ$ , что (с учетом величины радиусов кругов доверия A95 сравниваемых полюсов) дает следующий 95%-ный доверительный интервал для оценки относительных широтных смещений: 1300–30 км.

Если относительные перемещения Чукотки и Северной Америки нам удастся зафиксировать только на пределе достигнутой точности, то срав-

нение Чукотского полюса с одновозрастным полюсом Евразии вполне уверенно указывает на существенные смещения Чукотки относительно Евразии за последние 80–90 млн лет. Из таблицы можно видеть, что соответствующие палеомагнитные полюсы различаются на угол  $10.9^\circ \pm 4.4^\circ$ , а палеоширотное смещение условной средней точки относительно Евразии составляет  $9.4^\circ \pm 5.8^\circ$ . В линейном выражении эти цифры отвечают 95%-му доверительному интервалу 1700–400 км.

На рис. 8 показано взаимное положение Северной Америки, Гренландии и Евразии для временного уровня  $\sim 85$  млн лет назад. Эта реконструкция построена на основе кинематической модели [Torsvik et al., 2012] и приведена к географическому полюсу с использованием палеомагнитного полюса Северной Америки, рассчитанного в настоящей работе для рассматриваемого временного уровня.

На эту реконструкцию нанесен Чукотско-Колымско-Омолонский блок в соответствии с его палеоширотным положением, определенным в настоящей работе. Хотя, как известно, палеомагнитный метод и не позволяет определять палеодолготы, известное положение Северной Амери-

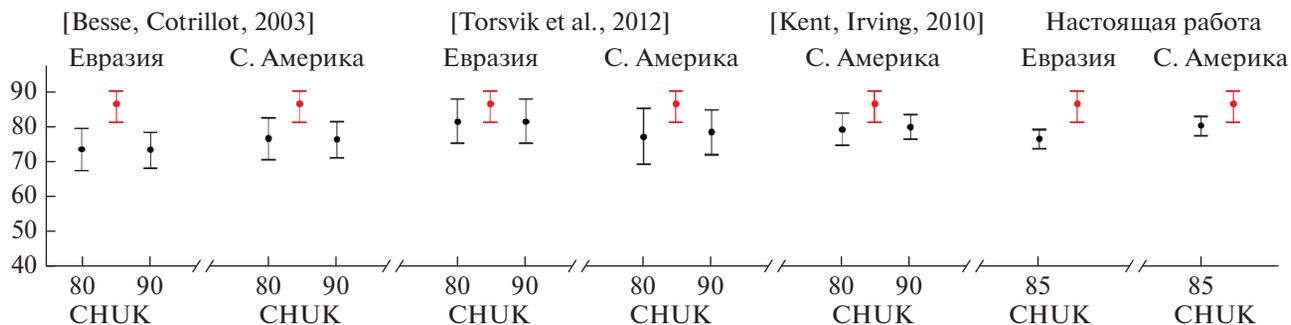


Рис. 7. Сравнение расчетных и экспериментально определенных палеоширот для Чукотки (условной средней точки с координатами 67° с.ш. и 173° в.д.) ~80–90 млн лет назад.

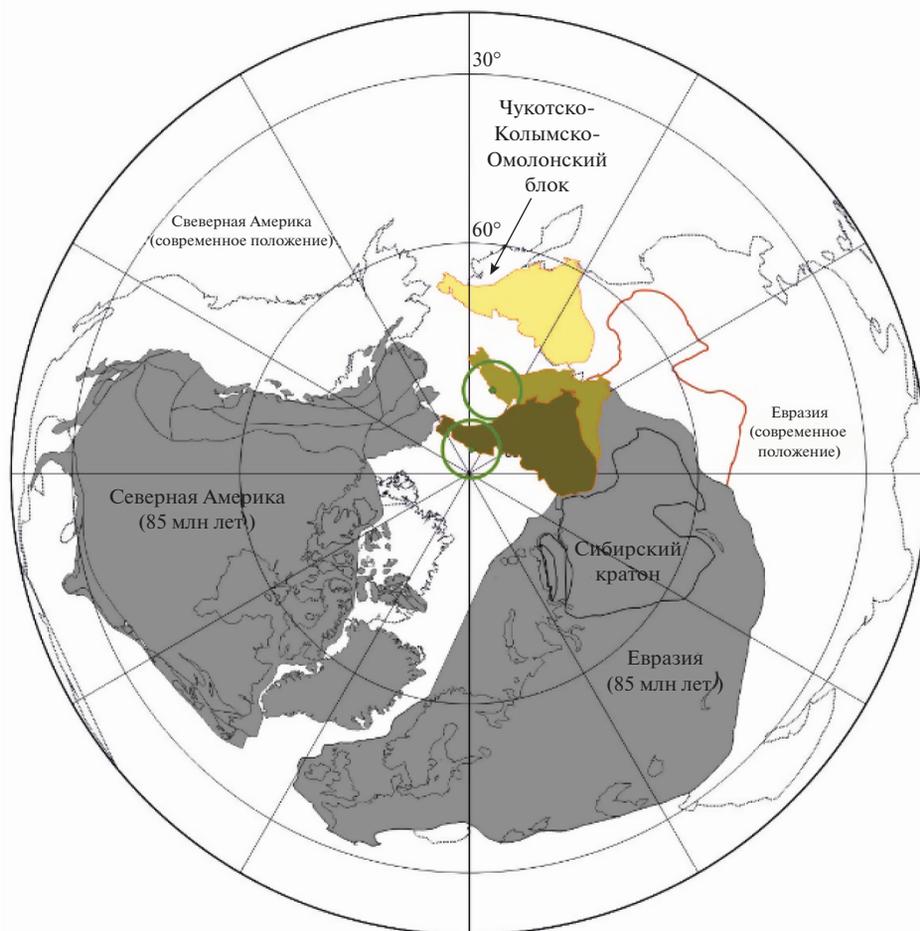


Рис. 8. Реконструкция положения Чукотско-Колымско-Омолонский блока, Северо-Американской и Евразийской плит ~85 млн лет назад. Положение Чукотско-Колымско-Омолонский блока в это время показывает темный серо-зеленый контур блока, его положение в это же время, в случае отсутствия его перемещений относительно Евразийской плиты отмечает светлый серо-зеленый контур блока; желтый контур блока отмечает современное положение блока в составе Евразийского континента. Залитый кружок и окружность вокруг него отмечают палеомагнитный полюс Чукотского блока для времени ~85 млн лет назад и круг 95% доверия для этого полюса.

ки, Евразии и прилегающих к ним арктических кратонных областей 85 млн лет назад не оставляет, фактически, места для иных вариантов положения Чукотско-Колымско-Омолонского блока, кроме того, что показан на рисунке.

Предлагаемая реконструкция положения Чукотско-Колымско-Омолонского блока предполагает, что этот блок испытал относительно небольшие (десятки—первые сотни километров), но статистически значимые перемещения к югу от

носителем Северо-Американской плиты и заметные (несколько сот километров) смещения относительно Евразийской плиты.

Предлагаемая реконструкция близка к таковой, предложенной в работе [Otofuji et al., 2015]. Однако, в отличие от последней, наша реконструкция построена на значительно более широкой статистической базе и не требует коллизии Чукотско-Колымско-Омолонского блока с Евразией после 80 млн лет назад.

Надежность предлагаемой реконструкции существенным образом зависит от надежности палеомагнитных полюсов Северной Америки и Евразии для временного уровня ~85 млн лет назад. Каждый из этих полюсов безупречен и требует дальнейшего уточнения. Подчеркнем, однако, что эти полюсы отвечают современному уровню изученности палеомагнетизма позднего мела этих и других плит и опираются на данные довольно большого количества независимых исследований (см., напр., [Torsvik et al., 2012]).

В рамках нашей работы мы не рассматриваем геологические аргументы в пользу или против предлагаемой реконструкции, поскольку считаем, что такая работа должна быть предметом самостоятельного геологического исследования.

Отметим только, что на существование позднемеловых, палеогеновых, также кайнозойских и современных тектонических движений (в том числе сдвигов) в области сочленения Чукотско-Колымско-Омолонского блока и Евразийской плиты указывалось, в частности, в трудах [Parfenov, 1991; Parfenov et al., 1995; Тимофеев и др., 2012; Gaina et al., 2002; Имаева и др., 2017]. Позднемеловая тектоническая активность в пределах Верхоянского складчато-надвигового комплекса, которая продолжалась “как минимум до ~70 млн лет назад” [Малышев и др., 2018], также может быть отражением этих движений. Существование тектонических движений в области границы Колымо-Омолонского (Чукотско-Колымо-Омолонского) блока и остальной части Евразии нисколько не противоречит общепринятому на сегодня мнению о мезозойской (~конец юры–начало мела) аккреции Колымо-Омолонского блока к Евразии.

Завершая статью, авторы хотели бы подчеркнуть, что они рассматривают предлагаемую реконструкцию как гипотезу, хотя и базирующуюся на серьезном основании, но, безусловно, нуждающуюся в детальном геологическом тестировании. Нам представляется, что такое тестирование должно стать предметом специального будущего исследования.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Выполнены палеомагнитные исследования обширных коллекций позднемеловых вулкани-

тов Чукотки, опробованных в Билибинском районе Чукотского автономного округа и вдоль трассы Певек–Эгвекинот. Большинство изученных пород содержит палеомагнитную запись хорошего качества.

2. Положительный результат теста складки и совпадение палеомагнитных полюсов, полученных в ходе данного исследования и исследования [Stone et al., 2009], выполненного в регионе по породам близкого возраста, свидетельствует в пользу первичности выделенной характеристической компоненты.

3. Объединение результатов, полученных в настоящей работе, с данными работы [Stone et al., 2009] позволяет с относительно высокой точностью рассчитать координаты палеомагнитного полюса для региона для возрастного уровня ~85 млн лет:  $Plat = 69.3^\circ$ ,  $Plat = 180.7^\circ$ , при  $A95 = 5.1^\circ$  и  $N = 99$ . Расчетная широта при этом для условной средней точки Чукотки ( $67^\circ$  с.ш. и  $173^\circ$  в.д.) составляет  $86.3^\circ \pm 5.1^\circ$ .

4. На основе выборки полюсов из работы [Torsvik et al., 2012] методом, использованным в работе [Besse et al., 2003], для Евразии рассчитан новый, как представляется, более корректный палеомагнитный полюс для ~85 млн лет назад.

5. Полученные данные указывают на существование за последние ~85 млн лет смещений Чукотки (Чукотско-Колымско-Омолонского блока) относительно Северо-Американской и Евразийской плит. Палеоширотное смещение условной средней точки Чукотки относительно Евразии за это время составляет  $9.4^\circ \pm 5.8^\circ$ , относительно Северной Америки –  $6.1^\circ \pm 5.8^\circ$ . В линейном выражении эти цифры отвечают 95%-м доверительным интервалам 1700–400 и 1300–30 км соответственно.

6. На основе полученных данных предложена реконструкция положения Чукотско-Колымско-Омолонского блока относительно Евразии и Северной Америки на ~85 млн лет назад. Эта реконструкция предполагает, что Чукотско-Колымско-Омолонский блок с этого времени и по современность испытал относительно небольшие (десятки–первые сотни километров) перемещения к югу относительно Северо-Американской плиты и заметное (несколько сот километров) смещение относительно Евразийской плиты.

## ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при поддержке Российского Научного Фонда грант № 19-47-04110 (полевые работы, магнитные чистки, интерпретация данных) и Министерства науки и высшего образования Российской Федерации, грант № 14.Y26.31.0029 по постановлению Правительства РФ № 220 (петромагнитные исследования).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акинин В.В., Прокопьев А.В., Торо Х., Миллер Э.Л., Вуден Дж., Горячев Н.А., Альшевский А.В., Бахарев А.Г., Трунилина В.А. U–Pb–SHRIMP возраст гранитоидов Главного батолитового пояса (Северо–Восток Азии) // Докл. РАН. 2009. Т. 426. № 2. С. 216–221.
- Акинин В.В., Миллер Э.Л. Эволюция известково-щелочных магм Охотско–Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. 2011. Т. 19. № 2. С. 1–42.
- Белый В.Ф. Стратиграфия и структуры Охотско–Чукотского вулканогенного пояса М.: Наука. 1977. 190 с.
- Богданов Н.А., Тильман С.М. Тектоника и геодинамика северо–востока Азии (объяснительная записка к тектонической карте северо–востока Азии масштаба 1 : 5000000). М.: ИЛ РАН. 1992. 56 с.
- Буслов М.М. Тектоника и геодинамика Центрально–Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 1. С. 66–90.
- Имаева Л.П., Гусев Г.С., Имаев В.С., Ашурков С.В., Мельникова В.И., Середкина А.И. Геодинамическая активность новейших структур и поля тектонических напряжений северо–востока Азии // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 4. С. 737–768.
- Исаева Е.П., Звизда Т.В., Ушакова Д.Д. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000 (третье поколение). Серия Чукотская. Лист Q-60 – Анадырь. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2016. 341 с.
- Лаверов Н.П., Лобковский Л.И., Кононов М.В., Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Соколов С.Д., Шипилов Э.В. Геодинамическая модель развития арктического бассейна и примыкающих территорий для мезозоя и кайнозоя и внешняя граница континентального шельфа России // Геотектоника. 2013. № 1. С. 3–35.
- Мальшев С.В., Худoley А.К., Глазмахер У.А., Казакова Г.Г., Калинин М.А. Определение этапов формирования юго–западной части Верхоянского складчатого–надвигового пояса по данным трекового датирования апатита и циркона // Геотектоника. 2018. № 6. С. 55–68.
- Метелкин Д.В., Казанский А.Ю., Брагин В.Ю., Цельмович В.А., Лавренчук А.В., Кунгурцев Л.В. Палеомагнетизм позднемеловых интрузий минусинского прогиба (Южная Сибирь) // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 2. С. 238–253.
- Метелкин Д.В. Эволюция структур Центральной Азии и роль сдвиговой тектоники по палеомагнитным данным. Новосибирск: ИНГГ СО РАН. 2012. 460 с.
- Сахно В.Г., Полин В.Ф., Акинин В.В., Аленичева А.А., Тихомиров П.Л., Молл–Столкан Э.Дж. Разновременность формирования Амгуэмо–Канчаланского и Энмываамского вулканических полей ОЧВП по данным изотопного датирования // Докл. РАН. Сер. геол. 2010а. Т. 434. № 3. С. 365–371.
- Соколов С.Д. Очерки тектоники Северо–Востока Азии // Геотектоника. 2010. № 6. С. 60–78.
- Соколов С.Д., Тучкова М.И., Ганелин А.В., Бондаренко Г.Е., Лейер П. Тектоника Южно–Ануйской сутуры (Северо–Восток Азии) // Геотектоника. 2015. № 1. С. 5–30.
- Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Соловьев В.М., Шибаев С.В., Петров А.Ф., Горнов П.Ю., Шестаков Н.В., Бойко Е.В., Тимофеев А.В. Межплитные границы дальневосточного региона России по результатам GPS измерений, сейсморазведочных и сейсмологических данных // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 4. С. 489–507.
- Тихомиров П.Л., Акинин В.В., Исполатов В.О., Александр П., Черепанова И.Ю., Загоскин В.В. Возраст северной части Охотско–Чукотского вулканогенного пояса: новые данные Ag–Ag и U–Pb геохронологии // Стратиграфия. Геол. Корреляция. 2006. Т. 14. № 5. С. 67–81.
- Тихомиров П.Л. Меловой окраинно–континентальный магматизм северо–востока Азии и вопросы генезиса крупнейших фанерозойских провинций кремнекислого вулканизма. Дис.... д. г.–м. н. М.: МГУ. 2018. 574 с.
- Ханчук А.И., Гребенников А.В., Иванов Альб–сеноманские окраинно–континентальный орогенный пояс и магматическая провинция Тихоокеанской Азии // Тихоокеанская геология. 2019. № 3. С. 4–29.
- Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. и др. Палеомагнитология. Л.: Недра. 1982. 312 с.
- Шаццло А.В. Взаимодействие Сибири и Балтики на финальном этапе амальгамации Евразийской части Пангеи // Физика Земли. 2015. № 2. С. 150–164.
- Besse J., Courtillot V. Correction to Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr // J. Geophys. Res. 2003. V. 108.
- Butler R.F. Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geological Terranes. Blackwell Science Inc. 1992. 336 p.
- Debiche M.G., Watson G.S. Confidence limits and bias correction for estimating angles between directions with applications to paleomagnetism // J. Geophys. Res. 1995. V. 100. B12. P. 24405–24430.
- Didenko A.N., Bondarenko G.Y., Sokolov S.D., Kravchenko–Berezhnoy I.R. Jurassic–Cretaceous history of the Omolon massif, northeastern Russia: Geologic and paleomagnetic evidence. Tectonic evolution of the Bering Shelf – Shukchi Sea – Arctic Margin and adjacent landmasses / Ed. E.L. Miller, A. Grantz, S.L. Klemperer. Geological Society of America. Boulder. 2002. P. 225–241.
- Gaina C., Roest W.R., Muller R.D. Late Cretaceous Cenozoic deformation of northeast Asia // Earth Planet. Sci. Lett. 2002. V. 197. P. 273–286.
- Grantz A., Hart P.E., Childers V.A. Geology and tectonic development of the Amerasia and Canada basins, Arctic Ocean // Arctic Petroleum Geology: Geological Society of London Memoir. 2011. V. 35. P. 700–771.
- Kent D.V., Irving E. Influence of inclination error in sedimentary rocks on the Triassic and Jurassic apparent pole wander path for North America and implications for Cordilleran tectonics // J. Geophys. Res. 2010. V. 115.
- Kuzmichev A.B. Where does the South Anyui suture go in the New Siberian islands and Laptev Sea?: Implications for the Amerasia basin origin // Tectonophysics. 2009. V. 463. P. 86–108.
- Kuzmichev A.V., Sklyarov E.V. The Precambrian of Transgaria, Yenisey Ridge (Siberia): Neoproterozoic microcontinent, Grenville age orogeny, or reworked margin of the Siberian platform? // Asian J. Earth Sci. 2016. V. 115. P. 419–441.
- McFadden P.L., McElhinny M. Classification of reversal test in paleomagnetism // Geophys. J. Int. 1990. V. 103. P. 725–729.
- Miller E., Meisling K., Akinin V., Brumley K., Coakley B., Gottlieb E., Hoiland C., O'Brien T., Soboleva A., Toro J. Circum–Arctic Lithosphere Evolution (CALE) Transect C: displacement of the Arctic Alaska–Chukotka microplate towards the Pacific during opening of the Amerasia Basin of the Arctic // Geol. Soc. London. 2018. V. 460.

- Otofujii Y., Zaman H., Shogaki G., Seki H., Polin V., Miura D., Ahn H., Ivanov Y., Minyuk P., Petr Z. Paleomagnetism of the Late Cretaceous ignimbrite from the Okhotsk-Chukotka Volcanic Belt, Kolyma-Omolon Composite Terrane: Tectonic implications // *J. of Geodynamics*. 2015.
- Parfenov L.M. Tectonics of the Verkhoyansk-Kolyma Mesozoides in the context of plate tectonics // *Tectonophysics*. 1991. V. 199. P. 319–342.
- Parfenov L.M., Prokopiev A.V., Gaiduk V.V. Cretaceous frontal thrusts of the Verkhoyansk fold belt, eastern Siberia // *Tectonics*. 1995. V. 14. P. 342–358.
- Parfenov L.M., Badarch G., Berzin N.A., Khanchuk A., Kuzmin, M.I., Nokleberg W., Prokopiev A., Ogasawara M., Yan H. Summary of Northeast Asia geodynamics and tectonics. Stephan Mueller Special Publication Series. 2009. V. 4.
- Sengör A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // *Nature*. 1993. V. 364. P. 299–307.
- Shepherd G.E., Müller R.D., Seton M. The tectonic evolution of the Arctic since Pangea breakup: Integrating constraints from surface geology and geophysics with mantle structure // *Earth-Sci. Rev.* 2013. V. 124. P. 148–183.
- Stone D.B., Layer P.W., Raikevich M.I. Age and paleomagnetism of the Okhotsk-Chukotka Volcanic Belt (OCVB) near Lake El'gygytgyn, Chukotka, Russia // *Stephan Mueller Spec. Publ. Ser.* 4. 2009. P. 243–260.
- Tauxe L. *Essentials of Paleomagnetism*. Univ. of California Press. 2010. 489 p.
- Thébault E., Finlay C.C., Beggan C.D. et al. International Geomagnetic Reference Field: the 12th generation // *Earth Planet.* 2015. V. 67 P. 79–97.
- Tikhomirov P.L., Kalinina E.A., Moriguti T., Makishima A., Kobayashi K., Cherepanova I.Yu., Nakamura E. The Cretaceous Okhotsk-Chukotka Volcanic Belt (NE Russia): geology, geochronology, magma output rates, and implications on the genesis of silicic LIPs // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2012. V. 221–222. P. 14–32
- Torsvik T., Van der Voo R., Preeden U., Macniocail C., Steinberger B., Doubrovine P., Hinsbergen D., Domeier M., Gaina C., Tohver E., Meert J., Mccausland P., Robin L., Cocks M. Phanerozoic Polar Wander, Palaeogeography and Dynamics // *Earth-Sci. Rev.* 2012. V. 114. P. 325–368.

## New Paleomagnetic Data on Late Cretaceous Chukotka Volcanics: the Chukotka Block Probably Underwent Movements Relative to the North American and Eurasian Plates after the Formation of the Okhotsk-Chukotka Volcanic Belt?

I. E. Lebedev<sup>a, d, \*</sup>, P. L. Tikhomirov<sup>a</sup>, A. M. Pasenko<sup>a</sup>, B. Eid<sup>b</sup>, F. Lhuillier<sup>b</sup>, and V. E. Pavlov<sup>a, c</sup>

<sup>a</sup>*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123242 Russia*

<sup>b</sup>*Department of Earth and Environmental Sciences, Ludwig Maximilian University, Munich, 80539 Germany*

<sup>c</sup>*Kazan (Volga) Federal University, Kazan, 420008 Russia*

<sup>d</sup>*Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia*

\*e-mail: lebedev232@ya.ru

Several Late Cretaceous volcanic sections of the Okhotsk–Chukotka volcanic belt have been paleomagnetically studied in the Bilibino region of the Chukotka Autonomous Okrug and along the Pevek–Egvekenot road. Extensive collections have been acquired and analyzed. The laboratory experiments isolated the ancient characteristic magnetization component reflecting the direction of the geomagnetic field at the time of formation of the studied rocks (~85 Ma ago). The primary character of the revealed characteristic magnetization component is supported by the positive regional fold test and by the coincidence of the paleomagnetic pole calculated from this component with the pole previously obtained for Chukotka from the rocks of the similar age (Stone et al., 2009). The paleomagnetic pole calculated from the combination of the previous and our newly obtained data (Plat = 69.3°, Plong = 180.7°,  $N = 99$ ,  $A95 = 5.1^\circ$ ) indicates that the sampled rocks were formed in the immediate vicinity of the geographic pole. The reliability of the existing Late Cretaceous paleomagnetic poles for Eurasia and North America is analyzed and the refined poles for these plates are calculated for the time of ~85 Ma. With the allowance for the paleomagnetic poles calculated for that time, a reconstruction of the position of the Chukotka–Kolyma–Omolon block relative to Eurasia and North America is proposed. This reconstruction implies that from the time of formation of the studied rocks up to the present, the Chukotka–Kolyma–Omolon block has undergone relatively small (tens to first hundreds km) southward movements relative to the North American plate and has been noticeably shifted (by a few hundred km) relative to the Eurasian plate. Our reconstruction is close to that proposed in (Otofujii et al., 2015) but, in contrast to the latter, it does not require a collision between the Chukotka–Kolyma–Omolon block and Eurasia after the time moment of 80 Ma ago.

*Keywords:* paleomagnetism, Chukotka, volcanics, Late Cretaceous, paleoreconstructions

УДК 550.384

## ПЕРИОД ГИПЕРАКТИВНОСТИ МАГНИТНОГО ПОЛЯ В КОНЦЕ ЭДИАКАРИЯ: ОЦЕНКА ЧАСТОТЫ ИНВЕРСИЙ ЦИКЛОСТРАТИГРАФИЧЕСКИМ МЕТОДОМ

© 2021 г. Н. М. Левашова<sup>1, \*</sup>, И. В. Голованова<sup>2, \*\*</sup>, Д. В. Рудько<sup>3</sup>, К. Н. Данукалов<sup>2</sup>, С. В. Рудько<sup>1</sup>, Р. Ю. Сальманова<sup>2</sup>, Н. Д. Сергеева<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Геологический институт РАН, г. Москва, Россия

<sup>2</sup>Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа, Россия

<sup>3</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

\*E-mail: namile2007@rambler.ru

\*\*E-mail: golovanova@ufaras.ru

Поступила в редакцию 30.12.2019 г.

После доработки 31.08.2020 г.

Принята к публикации 07.09.2020 г.

Ранее при палеомагнитном изучении осадочных пород верхневендской зиганской свиты на западном склоне Южного Урала обнаружено необычно большое количество зон магнитной полярности [Bazhenov et al., 2016]. Возраст этой свиты был определен по магматическим цирконам из туфового прослоя как  $547.6 \pm 3.8$  млн лет. По оценкам, выполненным из самых общих соображений, частота инверсий составляет где-то 20–30 инверсий за миллион лет, что примерно в два-три раза больше, чем самая высокая частота инверсий, обнаруженная в фанерозое. В настоящей работе для более точной оценки частоты инверсий выполнено циклостратиграфическое исследование нижней красноцветной части (74 м) самого протяженного из изученных ранее палеомагнитным методом непрерывного разреза зиганской свиты на автодороге Стерлитамак–Магнитогорск. Сравнение результатов проведенных детальных циклостратиграфических исследований с магнитостратиграфической колонкой дало возможность более достоверно оценить частоту инверсий. Изученный разрез, в котором было найдено 20 инверсий, накапливался в течение 1.6 млн лет, то есть частота инверсий в этом интервале времени составляет 12–13 инверсий за миллион лет. Полученные количественные оценки показывают, что в прежних оценках предполагаемая частота инверсий завышена примерно вдвое. Однако и такая частота инверсий может рассматриваться как аномально высокая, и вывод о том, что в конце эдиакария,  $547.6 \pm 3.8$  млн лет назад, был период с аномально высокой частотой инверсий можно считать подтвержденным.

*Ключевые слова:* палеомагнетизм, циклостратиграфия, магнитостратиграфия, Южный Урал, верхний венд, зиганская свита.

**DOI:** 10.31857/S0002333721020022

### ВВЕДЕНИЕ

Изучение эволюции магнитного поля Земли является ключевым для разработки физической теории геомагнетизма. Как принято считать, магнитное поле Земли может находиться в двух состояниях: квазистабильном, которое в первом приближении описывается как поле осевого центрального диполя и в состоянии инверсии – перехода от квазистабильного состояния одной полярности к квазистабильному состоянию другой полярности. Обычно полярность магнитного поля меняется каждые несколько сотен тысяч лет. Авторы работы [Biggin et al., 2012] полагают, что максимальная частота инверсий в фанерозое может достигать 8–10 инверсий за миллион лет, но

большинство исследователей придерживаются более консервативной оценки – 4–6 инверсий за миллион лет. Иногда полярность не меняется несколько миллионов лет. Известны в истории Земли и периоды, когда полярность магнитного поля сохранялась неизменной более десяти миллионов лет – так называемые “суперхроны”.

В последние 10–15 лет стали появляться работы, которые указывают на возможность существования отдельных интервалов в истории Земли, когда частота инверсий была значительно выше того, что считается нормальным [Павлов и др., 2004; Biggin et al., 2012; Levashova et al., 2013; Halls, 2015; и др.]. Наконец, в работах [Bazhenov et al., 2016; Meert et al., 2016] были опубликованы палеомагнитные дан-

ные, показывающие, что в самом конце эдиакария был период, когда частота инверсий достигала 25–30 за млн лет. Настолько аномальные данные заставили авторов выдвинуть гипотезу о возможности существования третьего, “гиперактивного”, состояния магнитного поля.

Исторически сложилось так, что изучение этого интервала времени началось с исследований разреза ергинской свиты котлинского горизонта верхнего венда в районе Зимнего Берега Архангельской области. В нижней части изученного разреза присутствуют пепловые прослои, датированные  $550 \pm 4.6$  млн лет [Popov et al., 2005]. Здесь в единой последовательности глинисто-песчаных отложений мощностью 90 м на р. Золотица, а также в скважине “Верхотина” было обнаружено 27 инверсий магнитной полярности [Popov et al., 2002; Popov et al., 2005; Iglesia Llanos et al., 2005]. Хотя в непрерывном разрезе относительно небольшой мощности было отмечено необычно большое число геомагнитных инверсий, никаких предположений о причине их аномально высокой частоты выдвинуто не было.

Позже были изучены красноцветные толщи зиганской свиты Южного Урала, возраст которых по разным данным, полученным по циркону из туфового прослоя в районе г. Усть-Катав, составляет  $548.2 \pm 7.6$  млн лет [Гражданкин и др., 2011] или  $547.6 \pm 3.8$  млн лет [Levashova et al., 2013]. Здесь 100 метров разреза были опробованы очень подробно, и было обнаружено более 30 инверсий. Сопоставив эти данные с одновозрастными данными по Зимнему Берегу Архангельской области, авторы с высокой степенью уверенности смогли предположить, что в конце эдиакария был интервал времени, когда частота инверсий достигала 20–30 за млн лет [Vazhenov et al., 2016]. Именно тогда возникла гипотеза о “гиперактивном” состоянии магнитного поля на границе докембрия и палеозоя [Meert et al., 2016].

Гипотеза о том, что магнитное поле в конце эдиакария было гиперактивным, вызвала резонанс как в геологическом, так и в биологическом научном сообществе [Doglioni et al., 2016; Geyer, Landing, 2017; Duan et al., 2018; Landing et al., 2018; Liu et al., 2018; и др.]. Однако эта многообещающая гипотеза оказалась весьма уязвимой, поскольку у авторов не было возможности хоть с какой-то достоверностью определить длительность накопления изученного разреза. Понятно, что достоверность предположений о частоте инверсий полностью зависит от достоверности определения длительности изученного интервала времени. В работе [Vazhenov et al., 2016] оценка длительности осадконакопления свелась к следующему: раз не известны случаи накопления подобных осадочных пород со скоростью более 5 см за тысячу лет (50 м за миллион лет), то и изученные 100 м

алевропесчаников никак не могли накапливаться дольше, чем 1–2 млн лет. При такой оценке частота инверсий составляет примерно 20–30 инверсий за млн лет, что в два-три раза больше, чем самая высокая частота инверсий в фанерозое.

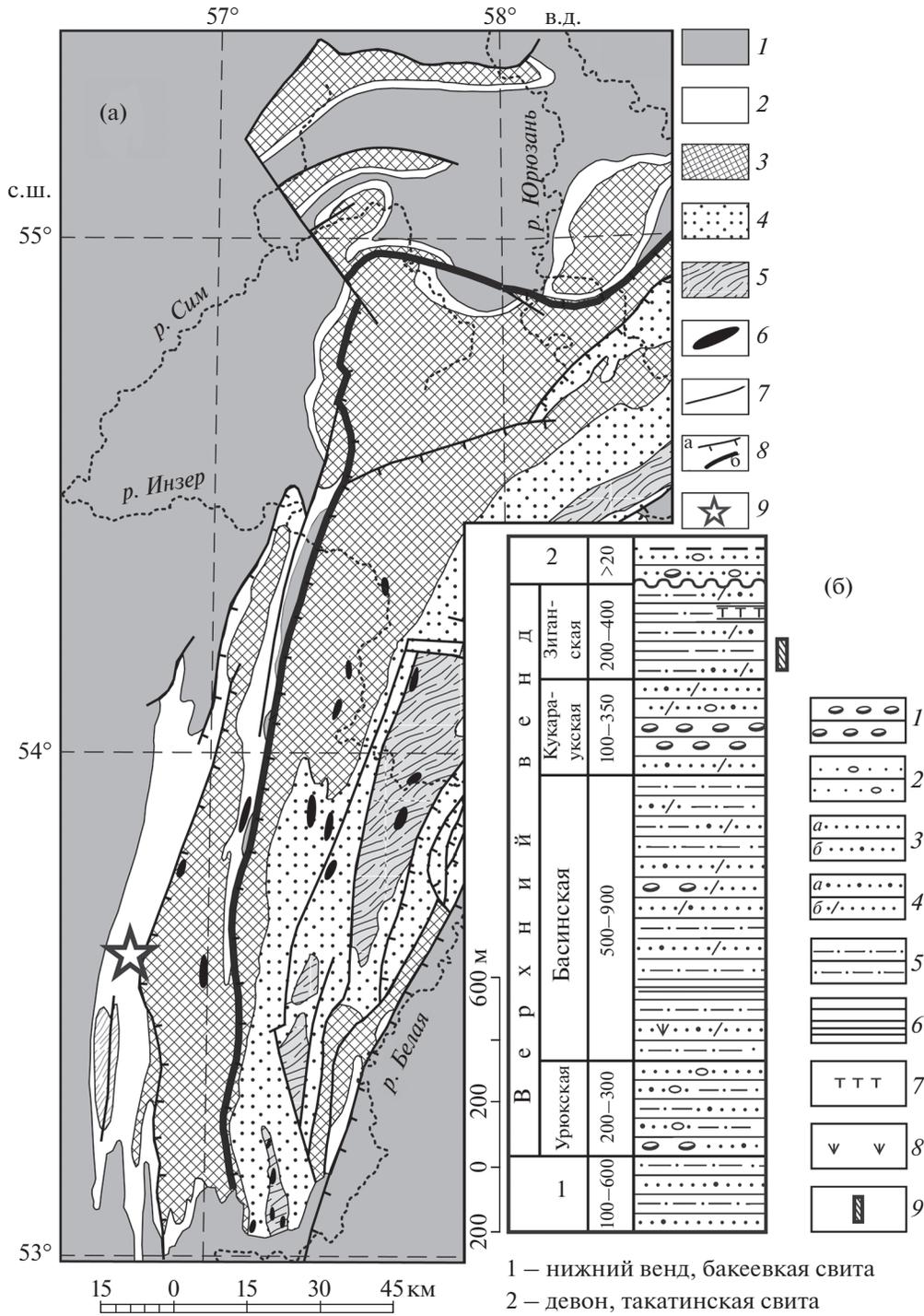
Чтобы более обосновано судить о частоте инверсий геомагнитного поля в терминальном эдиакарии было проведено детальное циклостратиграфическое изучение нижней красноцветной части (74 м) самого протяженного, непрерывного и представительного по мощности (460 м) разреза зиганской свиты из изученных [Vazhenov et al., 2016]. В этом разрезе отложения зиганской свиты вскрыты в дорожных выемках по новой автодороге Стерлитамак–В. Авзян на участке с. Макарово–с. Кулгунино, проложенной в междуречье Зигана и Кукраука (N 53°34'20" и E 056°40'40"). Сравнение результатов циклостратиграфических исследований с магнитостратиграфической колонкой, полученной в работе [Vazhenov et al., 2016], дало возможность достоверно оценить частоту инверсий в верхнем эдиакарии и проверить состоятельность концепции “гиперактивного” поля.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ОПРОБОВАННОГО РАЗРЕЗА

Мощные верхнепротерозойские отложения Башкирского мегантиклинория (рис. 1а) являются одним из наиболее полных разрезов рифея и эдиакария в мире. Здесь выделены стратотипы многих подразделений рифея региональной стратиграфической шкалы докембрия в интервале от 542 млн лет [Gradstein et al., 2012] до 1800 млн лет [Пучков и др., 2016].

Самым верхним подразделением толщи на западе мегантиклинория является ашинская серия эдиакарского возраста, в составе которой выделено пять свит (рис. 1б), сложенных исключительно терригенными осадками. Две нижние свиты (бакеевская и урюкская) имеют преимущественно аркозовый состав песчаников и алевролитов, а три верхние (басинская, куккараукская и зиганская) – полимиктовый. В целом ашинская серия рассматривается как моласса [Беккер, 1988], но специфическая черта моласс – полимиктовость – выражена только в ее верхней части.

Самым верхним членом ашинской серии является зиганская свита. По простиранию свита испытывает значительные фациальные изменения. В одних разрезах преобладают песчаники и алевролиты, а в других – аргиллиты. Хотя соотношение пород (песчаники, алевролиты и аргиллиты) в переслаивании по латерали значительно меняется, но общий петрографический состав, структурно-текстурные особенности и внешний облик их остаются практически неизменными.



**Рис. 1.** (а) – Схематическая геологическая карта докембрийских отложений (а): 1 – палеозой; 2 – венд; 3 – 5 – рифей (3 – верхний, 4 – средний, 5 – нижний); 6 – интрузии; 7 – геологические границы; 8 – разрывные нарушения (а – надвиги, толстая линия соответствует Зильмердакскому надвигу, к западу от которого нет углового несогласия между вендскими и палеозойскими отложениями; б – прочие разломы); 9 – местоположение изученного разреза (по работе [Геологическая..., 2002]); (б) – стратиграфическая колонка ашинской серии венда Башкирского мегантиклинория, Южный Урал: 1 – конгломераты; 2–4 – песчаники (2 – гравийные; 3 – кварцевые (а), полевошпат-кварцевые (б)); 4 – аркозовые (а), полимиктовые (б)); 5 – алевролиты; 6 – аргиллиты; 7 – туфы; 8 – глауконит; 9 – изученный фрагмент разреза зиганской свиты (по работе [Геологическая..., 2002]).

В изученном разрезе в составе пород преобладают алевролиты и аргиллиты, количественное соотношение которых приблизительно равное, песчаники имеют подчиненное значение. Песчаники полимиктовые, реже кварцевые, разнозернистые, зеленовато- и розовато-серые, слюдястые, слабоизвестковистые, разноплитчатые содержат прослои алевролитов того же состава и облика. Нередко в породах наблюдаются косая слоистость, волновые знаки ряби и текстуры струйчатых течений. В основании разреза зиганской свиты и вблизи ее верхней границы с кварцевыми светло-серыми песчаниками такатинской свиты эмского яруса нижнего девона среди аргиллитов отмечены прослои туфов. Падение слоистости пород зиганской свиты и их мощность (460 м) в разрезе на участке автодороги с. Макарово—с. Кулгунино такое же, как в стратотипе по р. Зиган. Отложения свиты с постепенным переходом залегают на подстилающих образованиях куккараукской свиты, красочные полимиктовые конгломераты в средней части которой являются маркирующим горизонтом, позволяющим отделять комплексы зиганской свиты от комплексов нижележащей басинской свиты. Литологически эти две свиты очень похожи, и в обнажениях, где конгломераты куккараукской свиты отсутствуют, различить их не представляется возможным. Это обстоятельство позволило зиганскую свиту (район г. Усть-Катав) с датировкой  $548.2 \pm 7.6$  млн лет по циркону из туфового прослоя [Гражданкин и др., 2011] рассматривать в составе нижележащей басинской свиты. В настоящее время по циркону из пепловых туфов басинской свиты рассматриваемого разреза получен возраст  $573.0 \pm 2.3$  млн лет U—Pb методом (SHRIMP-II) [Разумовский и др., 2019], а датировка  $548.2 \pm 7.6$  млн лет, по мнению авторов, определяет возраст осадков зиганской свиты.

Пологое (угол падения пород  $10^\circ$ – $20^\circ$ ) моноклиальное залегание пород зиганской свиты и максимальная мощность осадков в изученном разрезе, отсутствие брекчированности и других признаков деформации пород, а также наличие постепенного перехода с подстилающими образованиями куккараукской свиты свидетельствуют о достаточно спокойном тектоническом режиме и отсутствии перерывов в период накопления осадков зиганской свиты и правомерности использования разреза для циклостратиграфического изучения.

#### МЕТОДИКА ЦИКЛОСТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Калибровка био-, хемо-, магнитостратиграфических шкал во времени путем их увязки с астрономическими циклами на сегодня является одной из главных тенденций развития международной

шкалы геологического времени. Циклостратиграфический метод заключается в использовании обладающих известной периодичностью астрономических циклов для датирования и интерпретации осадочной летописи. Наиболее важными из таких циклов являются циклы Миланковича (циклы прецессии, нутации и эксцентриситета), возникающие в результате периодических изменений орбиты Земли и оси ее вращения. Эти циклы имеют периоды от 20 до 400 тыс. лет. Благодаря связи между инсоляцией Земли и астрономическими характеристиками, циклы Миланковича воплощаются в климатические, океанографические и биологические флуктуации, которые потенциально могут регистрироваться в геологической летописи.

Анализ осадочных отложений (ритмичность слоистости, изменения фаций, изменения состава фоссилий, химического и минералогического состава, изменения магнитной восприимчивости пород) позволяет идентифицировать орбитальные циклы. Существует ряд работ, в которых показана устойчивость этих циклов в прошлом и приводятся методики расчета отношений периодов циклов Миланковича в геологическом прошлом [Waltham, 2015; Berger et al., 1994]. В данной работе для выявления орбитальной цикличности была выбрана магнитная восприимчивость пород. Сравнение спектральных характеристик временного ряда петромагнитных параметров (вариации магнитной восприимчивости по разрезу) и модельной кривой инсоляции позволяет выделить в первой периоды, которые можно сопоставить с циклами Миланковича различного порядка.

Используемый в этой работе подход циклостратиграфической калибровки магнитостратиграфической шкалы имеет достаточно хорошо разработанную методическую базу (см., напр., [Kodama, Hinnov, 2015]). Кривую изменения магнитной восприимчивости по разрезу можно представить как суперпозицию циклического сигнала и шума. В таком случае решение обратной задачи сводится к выявлению в природном сигнале периодических вариаций и оценке их достоверности по отношению к шуму. Спектральный анализ изменений магнитной восприимчивости по разрезу позволяет выделить на периодограмме отчетливые пики, которые сопоставляются с орбитальными циклами. На основе выявленных циклов Миланковича можно оценить длительность накопления изученной толщи и среднюю продолжительность одной магнитозоны.

На самом длинном непрерывно обнаженном участке среди всех разрезов зиганской свиты, представленных в работе [Vazhenov et al., 2016] (рис. 1), мощность которого составляет 74 м, через каждые 20 см было отобрано 364 неориентированных образца для послойного измерения

**Таблица 1.** Сравнение периодов циклов, выявленных по результатам анализа значений магнитной восприимчивости зиганской свиты с модельными циклами Миланковича на конец эдиакария

Периоды, выделяемые на периодограмме кривой МВ зиганской свиты			Интерпретируемые циклы Миланковича	Циклы Миланковича, рассчитанные на 550 млн лет назад [Waltham, 2015]	
Частота (циклов/метр)	Период, м	Отношение		отношение	период, тыс. лет
0.05	18.60	1	LE	1	405
не проявлен			SE	4.3	94.9
0.62	1.62	11.45	O	11.2–14.7	27.6–36.2
0.74	1.34	13.85			
1.00	1.00	18.65	P	18.4–26.1	15.5–22.0
1.09	0.92	20.20			
1.12	0.90	20.75			

Примечание: МВ – магнитная восприимчивость, LE – длинный эксцентриситет, SE – короткий эксцентриситет, O – нутация, P – прецессия.

магнитной восприимчивости. По отобранным образцам измерена величина магнитной восприимчивости (МВ), нормированная на массу. Измерения магнитной восприимчивости выполнялись на Каппабридже МФК1-FA (Чехия) в лаборатории главного геомагнитного поля и петромагнетизма ИФЗ РАН (Москва). Таким образом была получена кривая изменений магнитной восприимчивости по разрезу (рис. 2а). Спектральный анализ полученной кривой выполнен в программе Acuscle v.2.0 [Li et al., 2019]. Важными критериями при спектральном анализе являются равномерность временных интервалов между точками данных и отсутствие значимых разрывов (пропусков). Литологическая однородность разреза и отсутствие видимых перерывов, а также смены фаций позволяют выполнить это условие.

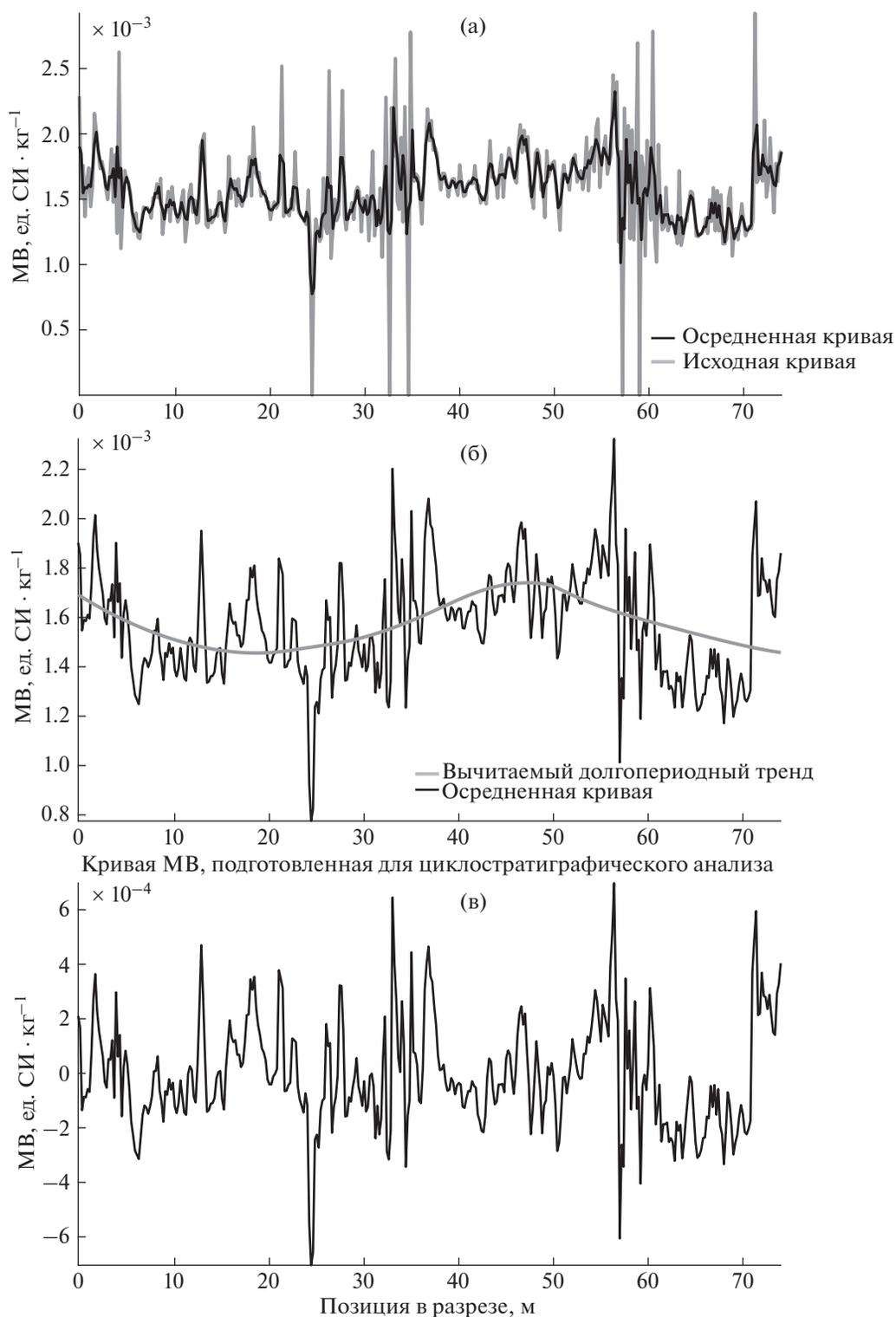
При подготовке к анализу данных для устранения экстремальных выбросов значений применено осреднение данных скользящим средним по трем точкам (рис. 2а). Возможное влияние изменений с длинами волн, сравнимых с длиной разреза, устраняется применением процедуры детрендинга методом LOESS с окном длиной в 2/3 изучаемой последовательности (рис. 2б). Для временного ряда, полученного вычитанием долгопериодного тренда из каждого значения (рис. 2в), выполнен спектральный анализ методом MTM (multitaper method) [Thomson, 1982]. Оценка достоверности выявленных пиков выполнена на фоне робастной авторегрессионной модели шума [Mann, Lees, 1996] и выражена на периодограмме в уровнях доверия (95 и 99%).

### РЕЗУЛЬТАТЫ

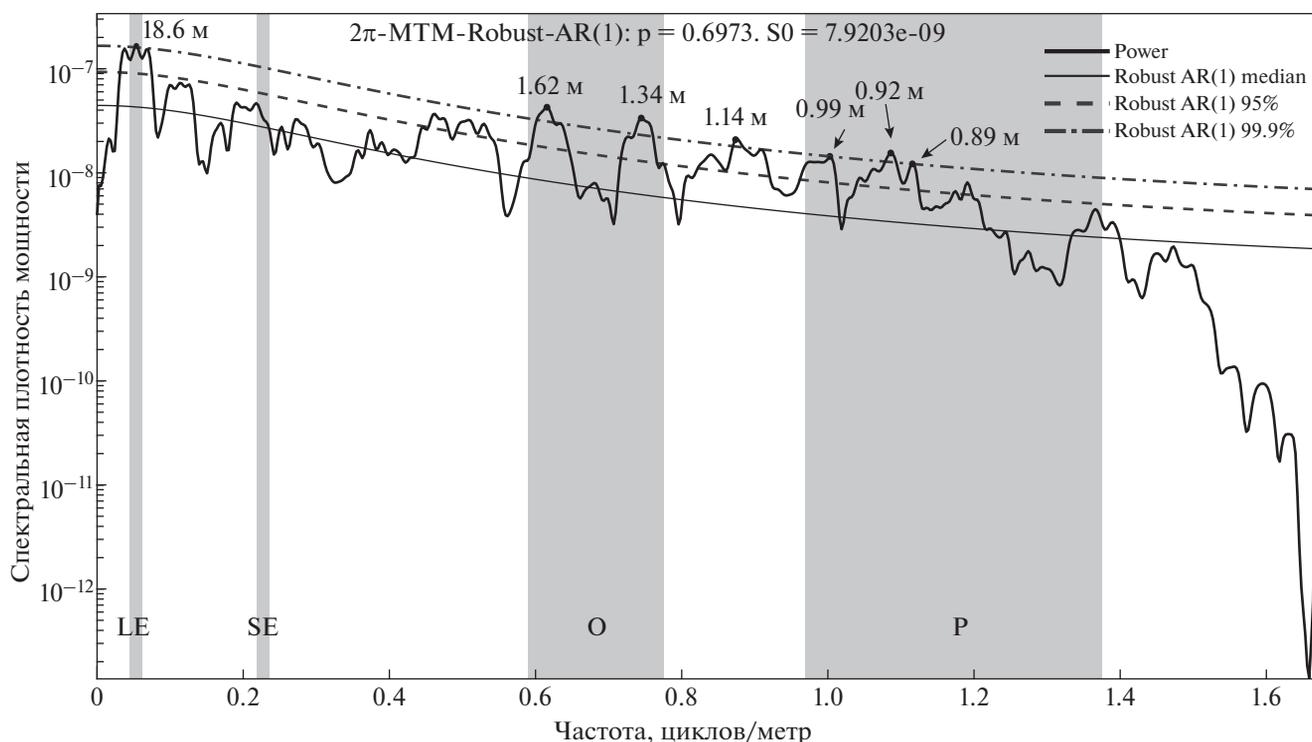
На полученной периодограмме (рис. 3) выделяются достоверные циклы с периодами 18.6, 1.62, 1.34, 1.14, 1.00, 0.92 и 0.90 м которые соотносятся между собой как 1 : 11.46 : 13.85 : 16.25 : 18.65 : 20.20 : 20.75 соответственно (табл. 1). Согласно расчетной модели соотношений циклов Миланковича для конца эдиакария [Waltham, 2015], эти пики могут быть проинтерпретированы как проявления циклов длинного эксцентриситета (LE), нутации (O) и прецессии (P). В теории орбитальных циклов наиболее стабильными (обладающими устойчивым периодом в прошлом) являются циклы эксцентриситета (405 тыс. лет). Исходя из результатов циклостратиграфического анализа можно рассчитать длительность формирования изученного разреза как 405 тыс. лет × (74 м/18.6 м) = 1611 тыс. лет.

Итак, циклостратиграфический анализ вариаций магнитной восприимчивости показал, что в изученном разрезе наблюдаются циклические вариации с различными периодами, и их можно сопоставить с циклами Миланковича (рис. 3). Рассчитанная на основе выявленных циклов Миланковича длительность накопления опробованной толщи составила около 1.6 млн лет, а средняя продолжительность одной зоны магнитной полярности – около 80 тыс. лет.

Согласно нашей интерпретации, наиболее “короткие” устойчивые циклы соответствуют циклам прецессии, а значит погрешность определения длительности формирования отложений зиганской свиты составляет не более половины прецессионного цикла, то есть 10–12 тыс. лет.



**Рис. 2.** Процедура подготовки исходной кривой магнитной восприимчивости для циклостратиграфического анализа: (а) — осреднение скользящим средним по трем точкам; (б) — долгопериодный тренд; (в) — результат вычитания тренда из исходной кривой, осредненной скользящим средним.



**Рис. 3.** Периодограмма кривой магнитной восприимчивости (МВ) зиганской свиты, полученная по методу МТМ (multitaper method). Серые области – ожидаемые частоты проявленности циклов Миланковича: LE – длинный эксцентриситет, SE – короткий эксцентриситет, O – нутация, P – прецессия. Пунктирными линиями показаны доверительные уровни отличия от модели шума.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Сравнение результатов циклостратиграфических исследований с магнитостратиграфической колонкой (рис. 4), полученной в работе [Vazhenov et al., 2016] дало возможность более достоверно оценить частоту инверсий в изученном интервале. Получилось, что изученный разрез, в котором было найдено 20 инверсий, накапливался в течение 1.6 млн лет, то есть частота инверсий в этом интервале времени составляет 12–13 инверсий за млн лет. Правда, на некоторой части разреза палеомагнитные данные получить не удалось (рис. 4). Если во время накопления пропущенных участков и были инверсии, выяснить это невозможно. Полученные количественные оценки показывают, что в работе [Vazhenov et al., 2016] предполагаемая частота инверсий примерно вдвое завышена. Уточненная частота инверсий остается аномально высокой, но уже не столь далека от верхней границы максимальной модельной частоты инверсий в фанерозое [Biggin et al., 2012]. Таким образом, после проведения циклостратиграфических исследований мы все-таки можем утверждать, что в конце эдиакария,  $547.6 \pm 3.8$  млн лет назад, был период с аномально высокой частотой инверсий, или период гиперактивности магнитного поля.

Отметим, что для построения колонки, приведенной в работе [Vazhenov et al., 2016], использованы данные, полученные при палеомагнитном изучении разреза. Основной задачей было определение палеоплюса по породам зиганской свиты. Отбор образцов был неравномерным по разрезу и недостаточным для построения детальной магнитостратиграфической колонки. Однако даже такой отбор образцов позволил выявить очень большое количество инверсий магнитного поля, хотя некоторые из них выделены только по одному образцу. Приведенную колонку следует рассматривать как первое приближение, позволившее обнаружить аномально высокую частоту инверсий и говорить о гиперактивном состоянии магнитного поля. Полученные тогда результаты стимулировали попытки точнее определить длительность магнитозон. С учетом изложенного корректней говорить, что в данной работе выполнена оценка минимальной частоты инверсий на исследуемом интервале геологического времени. Возможно, в дальнейшем удастся детализировать магнитостратиграфическую колонку и выявить новые инверсии.

Какие последствия может вызвать столь высокая частота инверсий? Существует предположение, что процесс инверсии геомагнитного поля

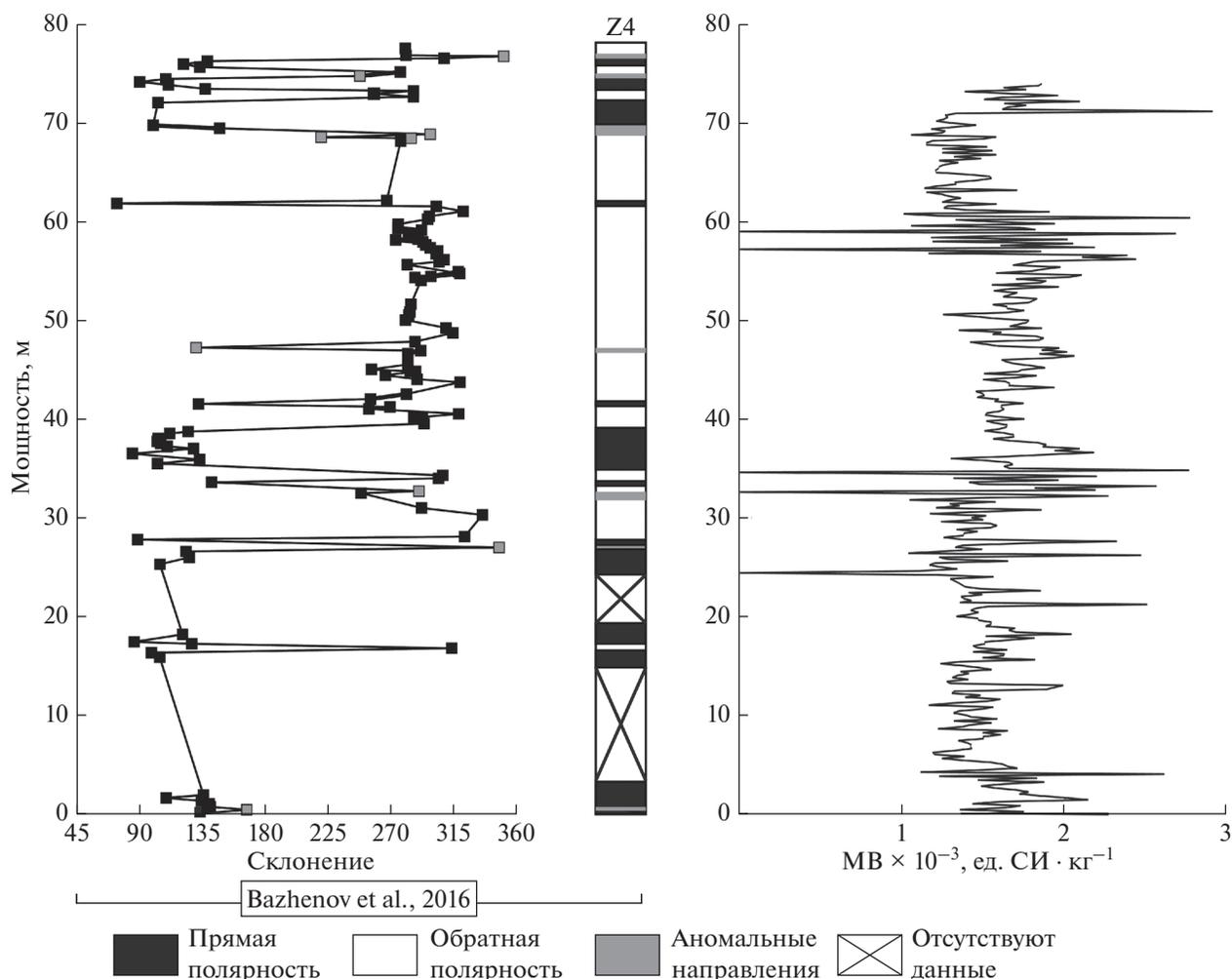


Рис. 4. Сравнение магнестратиграфической и циклостратиграфической колонок.

длится от 5 до 10 тыс. лет [Merrill et al., 1996; Clement, 2004]. В процессе инверсии вклад дипольной составляющей в магнитное поле Земли становится на порядок меньше, чем в квазистабильном состоянии. В это время вклад квадрупольной и октупольной компонент магнитного поля превышает вклад дипольной составляющей и, соответственно, интенсивность поля падает, предположительно, в 10 и более раз [Biggin et al., 2012; Valet et al., 2005; Tauxe et al., 2013]. Если в изученном интервале времени за миллион лет происходило около 12–13 инверсий, то 10–15% всего времени пришлось на процесс инверсий, а значит средняя интенсивность магнитного поля Земли для этого времени намного ниже обычной.

Магнитопауза – это теоретическая граница, на которой давление магнитного поля Земли равно давлению окружающей магнитосферу плазмы. Когда поле находится в квазистабильном состоянии, эта граница, создающая барьер для приходящего космического излучения, проходит пример-

но на расстоянии 10 радиусов Земли. Однако во время инверсии это расстояние может уменьшаться до 1.3–1.8 радиусов Земли [Wei et al., 2014], и поток космического излучения, достигающего верхней части атмосферы, резко увеличивается из-за потери защиты [Shea, Smart, 2004; Vogt et al., 2007]. При таком усилении облучения атмосферы в 3–4 раза увеличивается количество ионизированных частиц кислорода, которые могут уходить в межпланетное пространство [Wei et al., 2014]. Увеличение потока озона, который покидает атмосферу во время инверсии, определяется целым рядом факторов, и оценка этого процесса является отдельным предметом исследования. В первом приближении можно сказать, что истощение озонового слоя во время инверсии может достигать 30% [Winkler et al., 2008; Vogt et al., 2007]. А снижение уровня озона на 10–30% может привести к значительному нарушению жизнедеятельности живых организмов, подверженных воздействию повышенного потока УФ-излучения.

Даже такое увеличение потока солнечной радиации на поверхности Земли меняет эволюционную стратегию населявших мелководные моря организмов, заставляя их вырабатывать механизмы “бегства” (вертикальная миграция, зарывание в ил, наращивание раковины), и способствует их быстрой диверсификации. Одновременно происходит более или менее масштабное вымирание той части биоты, которая не сумела выработать новую эволюционную стратегию.

Кембрийский взрыв биоразнообразия произошел примерно 542 млн лет назад. Ему предшествовал “котлинский кризис” (550–542 млн лет (?)), когда произошло несколько эпизодов вымирания биоты. Эти вымирания дали возможность быстрой диверсификации и распространения новых видов организмов [Phoenix et al., 2001; Sigg et al., 2007; Veibout, Garcia-Pichel, 1995; Häder et al., 2007].

Причины вымираний и радикального преобразования биосферы в это время являются предметом огромного количества исследований. В 2016 г. Дж. Меерт с соавторами [Meert et al., 2016] предположили, что период гиперактивности магнитного поля около 550 млн лет назад мог послужить триггером для начала “котлинского кризиса”. Гипотеза смелая, но как оценить ее правдоподобность, если авторам [Meert et al., 2016] был известен только один эпизод гиперактивности магнитного поля? Более или менее объективно оценить каков вклад этого явления в эволюцию биосферы можно будет, только когда появятся данные по нескольким периодам гиперактивности магнитного поля.

Только в 2019 г. появилась работа [Gallet et al., 2019], где авторы представили данные о том, что в Сибири, на реке Хорбусуонка, ими был изучен разрез красноцветов майского яруса (500–504 млн лет). Частота инверсий там составляет 26 за 1 млн лет. Сколько-нибудь надежных обоснований длительности накопления изученного разреза у авторов нет, но все равно эти исследования дают веские основания предполагать, что в среднем кембрии также имел место период гиперактивности поля. Период гиперактивности был, а вот сколько-нибудь значимого вымирания биоты в майском ярусе не отмечается. Это заставляет задуматься о том, так ли значимы периоды гиперактивности магнитного поля для эволюции биосферы, как предполагают авторы работы [Meert et al., 2016], и свидетельствует о необходимости дальнейшего изучения поведения магнитного поля в периоды гиперактивности, причин и следствий этого явления.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сравнение результатов проведенных детальных циклостратиграфических исследований

нижней красноцветной части (74 м) самого протяженного непрерывного разреза зиганской свиты на автодороге Стерлитамак–Магнитогорск, с магнитостратиграфической колонкой, полученной для этого разреза в работе [Vazhenov et al., 2016], дало возможность более достоверно оценить частоту инверсий в изученном интервале времени. Изученный разрез, в котором было найдено 20 инверсий, предположительно накапливался в течение 1.6 млн лет, то есть частота инверсий в этом интервале времени составляет 12–13 инверсий за миллион лет. Полученные количественные оценки показывают, что в работе [Vazhenov et al., 2016] предполагаемая частота инверсий завышена примерно вдвое. Однако и такую частоту инверсий можно считать аномально высокой и вывод о том, что в конце эдиакария, 547.6 ± 3.8 млн лет назад, был период с аномально высокой частотой инверсий, можно считать подтвержденным.

## ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Эта работа выполнялась на средства РФФИ, грант № 18-05-00631, материалы по геологии западной части Южного Урала собраны и обобщены в рамках темы государственного задания № 0246-2019-0087.

## БЛАГОДАРНОСТИ

Мы признательны В.Э. Павлову и В.П. Щербакову за их комментарии, которые оказались очень полезными при подготовке статьи.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Беккер Ю.Р.* Молассы докембрия. Л.: Недра. 1988. 288 с.
- Геологическая карта Российской Федерации и сопредельной территории республики Казахстан. Масштаб 1 : 1000000 (новая серия). Лист №-40(41) / Отв. ред. Козлов В.И. Уфа, СПб: ВСЕГЕИ. 2002.
- Гражданкин Д.В., Марусин В.В., Меерт Дж., Крупенин М.Т., Маслов А.В.* Котлинский горизонт на Южном Урале // Докл. РАН. 2011. Т. 440. № 2. С. 201–206.
- Павлов В.Э., Галле И., Шаццлло А.В., Водовозов В.Ю.* Палеомагнетизм нижнего кембрия долины нижнего течения р. Лена – новые ограничения на кривую кажущейся миграции полюса Сибирской платформы и аномальное поведение геомагнитного поля в начале фанерозоя // Физика Земли. 2004. № 2. С. 28–49.
- Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Карасева Т.В.* Сводный литолого-стратиграфический разрез и оценка перспектив нефтегазоносности отложений верхнего докембрия Волго-Уральской области. Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: Материалы и доклады. 11-я Межрегиональная научно-практическая конференция, посвященная 65-летию Института геологии УНЦ РАН, Уфа, 17–19 мая 2016 г. / Под ред. Пучкова В.Н. Уфа: ДизайнПресс. 2016. С. 64–73.

- Разумовский А.А., Новиков И.А., Рудько С.В., Кузнецов Н.Б., Яшунский Ю.В.* U—Pb изотопный возраст пепловых туфов поздневендской басинской свиты (ашинская серия, Южный Урал). Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики. Т. 2. Материалы LI Тектонического совещания. М.: ГЕОС. 2019. С. 219—224.
- Bazhenov M.L., Levashova N.M., Meert J.G., Golovanova I.V., Danukalov K.N., Fedorova N.M.* Late Ediacaran magnetostratigraphy of Baltica: evidence for magnetic field hyperactivity? // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2016. V. 435. P. 124—135.
- Bebout B.M., Garcia-Pichel F.* UV B-induced vertical migrations of cyanobacteria in a microbial mat // *Appl. Environ. Microbiol.* 1995. V. 61. № 12. P. 4215—4222.
- Berger A., Loutre M.-F.* Astronomical forcing through geological time. Orbital forcing and cyclic sequences / P. DeBoer, D.G. Smith (Eds.). Oxford: Blackwell Scientific Publications. 1994. V. 19. P. 15—24.
- Biggin A.J., Steinberger B., Aubert J., Suttie N., Holme R., Torsvik T.H., van der Meer D.G., van Hinsbergen D.J.J.* Possible links between long-term geomagnetic variations and whole-mantle convection processes // *Nat. Geosci.* 2012. V. 5. № 8. P. 526—533.
- Clement B.M.* Dependence of the duration of geomagnetic polarity reversals on site latitude // *Nature.* 2004. V. 428. P. 637—640.
- Doglioni C., Pignatti J., Coleman M.* Why did life develop on the surface of the Earth in the Cambrian? // *Geosci. Front.* 2016. V. 7. № 6. P. 865—873.
- Duan Z., Qingsong L., Shoumai R., Lihui L., Xiaolong D., Jianxing L.* Magnetic reversal frequency in the Lower Cambrian Niutitang Formation, Hunan Province, South China // *Geophys. J. Int.* 2018. V. 214. № 2. P. 1301—1312.
- Gallet Y., Pavlov V., Korovnikov I.* Extreme geomagnetic reversal frequency during the Middle Cambrian as revealed by the magnetostratigraphy of the Khorbusuonka section (northeastern Siberia) // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2019. V. 528. № 115823. P. 1—12.
- Geyer G., Landing E.* The Precambrian—Phanerozoic and Ediacaran—Cambrian boundaries: a historical approach to a dilemma // *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 2017. V. 448. № 1. P. 311—349.
- Gradstein F., Ogg J., Schmitz M., Ogg G.* The Geologic Timescale 2012. Amsterdam: Elsevier. 2012. 1176 p.
- Häder D.-P., Kumar H.D., Smith R.C., Worrest R.C.* Effects of solar UV radiation on aquatic ecosystems and interactions with climate change // *Photochem. Photobiol. Sci.* 2007. V. 6. № 3. P. 267—285.
- Halls H.C., Lovette A., Hamilton M.A., Söderlund U.* A paleomagnetic and U—Pb geochronology study of the western end of the Grenville dyke swarm: rapid changes in paleomagnetic field direction at ca. 585 Ma related to polarity reversals? // *Precambrian Res.* 2015. V. 257. P. 137—166.
- Iglesia Llanos M.P., Tait J.A., Popov V., Abalmassova A.* Palaeomagnetic data from Ediacaran (Vendian) sediments of the Arkhangelsk region, NW Russia: An alternative apparent polar wander path of Baltica for the Late Proterozoic—Early Palaeozoic // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2005. V. 240. P. 732—747.
- Kodama K.P., Hinnov L.A.* Rock magnetic cyclostratigraphy. John Wiley & Sons. 2015. 165 p.
- Landing E., Antcliffe J.B., Geyer G., Kouchinsky A., Bowser S.S., Andreas A.* Early evolution of colonial animals (Ediacaran Evolutionary Radiation—Cambrian Evolutionary Radiation—Great Ordovician Biodiversification Interval) // *Earth-Sci. Rev.* 2018. V. 178. P. 105—135.
- Levashova N.M., Bazhenov M.L., Meert J.G., Kuznetsov N.B., Golovanova I.V., Danukalov K.N., Fedorova N.M.* Paleogeography of Baltica in the Ediacaran: paleomagnetic and geochronological data from the clastic Zigan Formation, South Urals // *Precambrian Res.* 2013. V. 236. P. 16—30.
- Li M., Hinnov L., Kump L.* Acycle: Time-series analysis software for paleoclimate research and education // *Comput. Geosci.* 2019. V. 127. P. 12—22.
- Liu A.G., Matthews J.J., McIlroy D., Narbonne G.M., Landing E., Menon L.R., Laflamme M.* International Symposium on the Ediacaran—Cambrian Transition (ISECT) 2017. 15—29th June 2017. Newfoundland, Canada. 2018.
- Mann M.E., Lees J.M.* Robust estimation of background noise and signal detection in climatic time series // *Clim. Change.* 1996. V. 33. № 3. P. 409—445.
- Meert J.G., Levashova N.M., Bazhenov M.L., Landing E.* Rapid changes of magnetic field polarity in the late Ediacaran: Linking the Cambrian evolutionary radiation and increased UV-B radiation // *Gondwana Res.* 2016. V. 34. P. 149—157.
- Merrill R.T., McElhinny M.W., McFadden P.L.* The Magnetic Field of the Earth. San Diego: Acad. Press. 1996. 527 p.
- Phoenix V.R., Konhauser K.O., Adams D.G., Bottrell S.H.* Role of biomineralization as an ultraviolet shield: Implications for Archean life // *Geology.* 2001. V. 29. № 9. P. 823—826.
- Popov V., Iosifidi A., Khramov A., Tait J., Bachtadse V.* Paleomagnetism of Upper Vendian sediments from the Winter Coast, White Sea region, Russia: Implications for the paleogeography of Baltica during Neoproterozoic times // *J. Geophys. Res.: Solid Earth.* 2002. V. 107. № 11. P. EPM 10-1-EPM10-8.
- Popov V.V., Khramov A.N., Bachtadse V.* Palaeomagnetism, magnetic stratigraphy, and petromagnetism of the Upper Vendian sedimentary rocks in the sections of the Zolotitsa River and in the Verkhotina Hole, Winter Coast of the White Sea, Russia // *Russ. J. Earth Sci.* 2005. V. 7. № 2. P. 115—143.
- Shea M.A., Smart D.F.* Preliminary study of cosmic rays, geomagnetic field changes and possible climate changes // *Adv. Space Res.* 2004. V. 34. № 2. P. 420—425.
- Sigg J.E., Lloyd-Knight K.M., Boal J.G.* UV radiation influences covering behaviour in the urchin *Lytechinus variegatus* // *J. Mar. Biol. Assoc. U. K.* 2007. V. 87. P. 1257—1261.
- Tauxe L., Gee J.S., Steiner M.B., Staudigel H.* Paleointensity results from the Jurassic: New constraints from submarine basaltic glasses of ODP Site 801C // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2013. V. 14. № 10. P. 4718—4733.
- Thomson D.J.* Spectrum estimation and harmonic analysis // *Proc. IEEE.* 1982. V. 70. № 9. P. 1055—1096.
- Valet J.P., Meynadier L., Guyodo Y.* Geomagnetic dipole strength and reversal rate over the past two million years // *Nature.* 2005. V. 435. P. 802—805.
- Vogt J., Zieger B., Glassmeier K.H., Stadelmann A., Kallenrode M.B., Sinnhuber M., Winkler H.* Energetic particles in the paleomagnetosphere: Reduced dipole configurations

and quadrupolar contributions // *J. Geophys. Res.: Space Phys.* 2007. V. 112. P. 6216.

*Waltham D.* Milankovitch period uncertainties and their impact on cyclostratigraphy // *J. Sediment. Res.* 2015. V. 85. № 8. P. 990–998.

*Wei Y., Pu Z., Zong Q., Wan W., Ren Z., Fraenz M., Hong M.* Oxygen escape from the Earth during geomagnetic rever-

sals: Implications to mass extinction // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2014. V. 394. P. 94–98

*Winkler H., Sinnhuber M., Notholt J., Kallenrode M.-B., Steinhilber F., Vogt J., Zieger B., Glassmeier K.-H., Stadelmann A.* Modeling impacts of geomagnetic field variations on middle atmospheric ozone responses to solar proton-events on long timescales // *J. Geophys. Res.: Atmos.* 2008. V. 113. P. D02302.

## Late Ediacaran Hyperactivity Period: Quantifying the Reversal Frequency

**N. M. Levashova<sup>a,\*</sup>, I. V. Golovanova<sup>b,\*\*</sup>, D. V. Rud'ko<sup>c</sup>, K. N. Danukalov<sup>b</sup>,  
S. V. Rud'ko<sup>a</sup>, R. Yu. Sal'manova<sup>b</sup>, and N. D. Sergeeva<sup>b</sup>**

<sup>a</sup>*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119017 Russia*

<sup>b</sup>*Institute of Geology, Ufa Federal Research Centre, Russian Academy of Sciences, Ufa, 450077 Russia*

<sup>c</sup>*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123242 Russia*

\*e-mail: [namile2007@rambler.ru](mailto:namile2007@rambler.ru)

\*\*e-mail: [golovanova@ufaras.ru](mailto:golovanova@ufaras.ru)

The previous paleomagnetic studies of sedimentary rocks of Upper Vendian Zigan Formation on the western slope of the Southern Ural revealed the presence of uncommonly numerous magnetic polarity zones (Bazhenov et al., 2016). The dating of magmatic zircons from the tuff interlayer determined the age of this formation to be  $547.6 \pm 3.8$  Ma. The estimates based on most general considerations suggest the rate of reversals at about 20–30 per million years, which is approximately twice to thrice the highest reversal frequency established for the Phanerozoic. In this work, for more accurately estimating the rate of reversals, we carried out cyclostratigraphic study of the lower red-rock part (74 m) of the continuous section of the Zigan formation along the Sterlitamak–Magnitogorsk autoroad, which is the longest section of this formation among those previously studied by the paleomagnetic method. Based on correlating the results of the detailed cyclostratigraphic studies with the magnetostratigraphic column, we determined the rate of reversals more reliably. The studied section in which 20 reversals were identified was accumulated in 1.6 Myr, i.e., the reversal frequency during this interval was 12–13 reversals per Myr. The obtained quantitative estimates show that the geomagnetic reversal frequency assessed in the previous studies was overestimated by a factor of two. However, even this rate of reversals can be considered anomalously high and the conclusion that in the terminal Ediacaran,  $547.6 \pm 3.8$  Ma ago, there was a period with anomalously high reversal frequency can be considered validated.

*Keywords:* paleomagnetism, cyclostratigraphy, magnetostratigraphy, South Urals, Upper Vendian, Zigan Formation

УДК 551.217

## ТРЕХМЕРНОЕ ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ЛАВОВОГО ПОТОКА САММИТ-ЛЕЙК, ЙЕЛЛОУСТОН, США

© 2021 г. И. А. Цепелев<sup>1</sup>, А. Т. Исмаил-Заде<sup>2, 3, \*, \*\*</sup>, О. Э. Мельник<sup>2, 4</sup>

<sup>1</sup>Институт математики и механики Уральского отделения РАН, г. Екатеринбург, Россия

<sup>2</sup>Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, г. Москва, Россия

<sup>3</sup>Институт прикладных геонаук Технологического университета Карлсруэ, г. Карлсруэ, Германия

<sup>4</sup>Институт механики Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия

\* E-mail: aismail@mitp.ru

\*\* E-mail: alik.ismail-zadeh@kit.edu

Поступила в редакцию 30.06.2020 г.

После доработки 02.08.2020 г.

Принята к публикации 07.09.2020 г.

Извержения вулканов относятся к числу экстремальных явлений, изменяющих ландшафт суши и воздействующих на глобальный климат и окружающую среду. Хотя особое внимание уделяется суперизвержениям, однако не меньший интерес представляют невзрывные риолитовые (высоковязкие) извержения и крупные лавовые потоки. В данной работе исследуется древний лавовый поток объемом около 50 км<sup>3</sup> в районе Саммит-Лейк (Summit Lake) Йеллоустона, одной из наиболее хорошо изученных крупных внутриплитных магматических провинций. Построены трехмерные численные модели изотермического течения лавы с целью определения влияния подстилающей поверхности и вязкости лавовых потоков на процесс растекания и продолжительность течения. Результаты расчетов динамики распространения потока находятся в хорошем соответствии с измеренными величинами при условии, что средний угол наклона подстилающей поверхности отличается от современного на незначительную величину (~1.3°), предположительно из-за изменения давления в магматической камере во время извержения. С увеличением вязкости лавы лавовый поток замедляется, а его высота увеличивается, что приводит к изменению морфологии потока.

*Ключевые слова:* Йеллоустон, лава, вязкие нестационарные течения, топография, численный анализ.

DOI: 10.31857/S0002333721020125

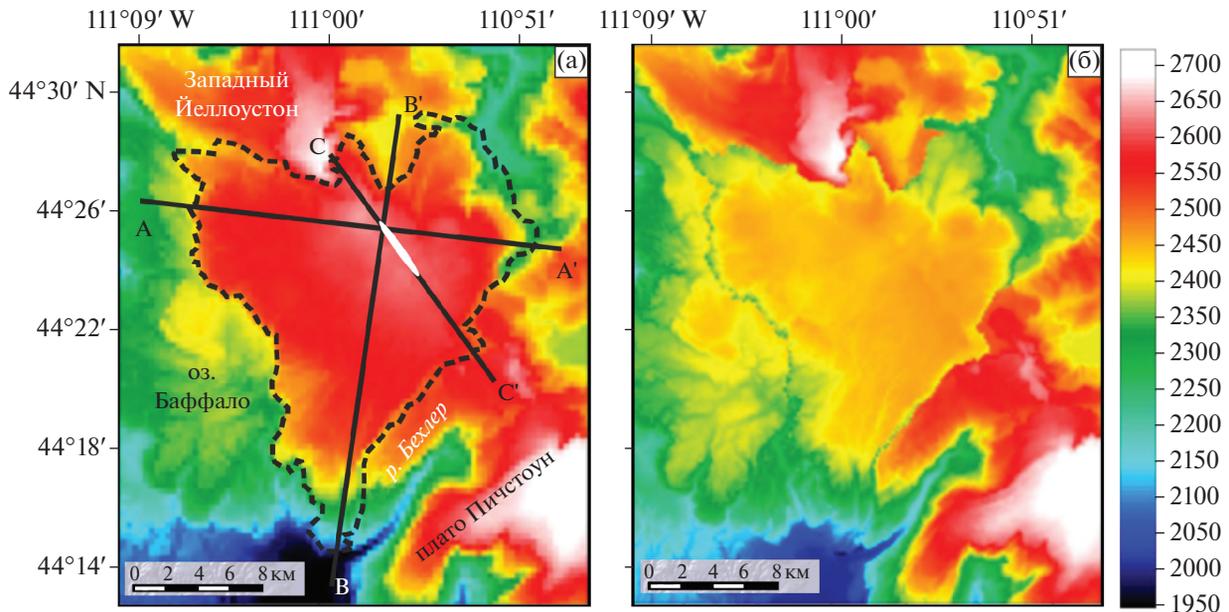
### ВВЕДЕНИЕ

Высоковязкие риолитовые лавы образуют потоки, которые варьируются от десятков до сотен метров в толщину и обычно имеют незначительную длину (первые километры). Часто риолитовые потоки ассоциируются с континентальными горячими точками, поднимающимися струями горячих мантийных пород (или плюмами). Наиболее известным примером служит Йеллоустонская горячая точка в США, расположенная в настоящее время под штатом Вайоминг. Сейсмическая томография позволяет выделить канал низких скоростей под Йеллоустонским национальным парком, который и интерпретируется как мантийный плюм [Sigloch et al., 2008]. Эта горячая точка, вероятнее всего, отвечает за образование расплава для суперизвержений и крупных лавовых потоков и за создание, таким образом, вулканической провинции, покрывающей территорию нескольких штатов западнее Вайоминга в результате движения Североамериканской плиты над горячей точкой в течение последних

17 млн лет (см., напр., [Morgan, 1971; Smith et al., 2009; Camp et al., 2017]).

Крупные риолитовые потоки Йеллоустона в геологическом прошлом являются слабо изученными объектами. С использованием аналитического решения задачи течения вязкой несжимаемой жидкости на плоской поверхности [Huppert, 1982], в работе [Loewen et al., 2017] было показано, что риолитовый поток в районе Саммит-Лейк (Summit Lake; рис. 1а), образовавшийся в результате извержения лав 124000 лет назад, продолжался в течение приблизительно 2–5 лет при температуре порядка 800°С и высоких расходах магмы >100 м<sup>3</sup> · с<sup>-1</sup>. Такие высокие расходы, тем не менее, связаны с небольшими скоростями излияния (<1 см · с<sup>-1</sup>), поскольку извержение произошло из трещины длиной около 6 км и большой площадью поперечного сечения, что позволило извержению оставаться эффузивным (невзрывным).

Хотя с помощью аналитического решения были оценены несколько важных физических параметров лавовых потоков в районе Саммит-Лейк Йеллоустона [Loewen et al., 2017], особый интерес



**Рис. 1.** (а) – Топографическая карта расположения лавового потока в районе Саммит-Лейк Йеллоустона. Граница лавового потока показана пунктирной линией по работе [Christiansen, 2001]. Точка пересечения линий А–А', В–В' и С–С' указывает на расположение основного вулканического жерла; область экструзии лавы обозначена белым эллипсом; (б) – модельная топография.

представляет определение влияния вязкости лавовых потоков на их морфологию и продолжительность растекания лав. Несмотря на то, что потоки риолитовой лавы обычно не растекаются далеко от жерла из-за их высокой вязкости, в отдельных случаях лава может продвигаться на расстояние нескольких километров, если объем извергающейся магмы и толщина лавового потока достаточно велики или из-за более высокой температуры магмы, которая снижает ее вязкость. Лавовый поток при этом остывает медленно, его вязкость не увеличивается, и потому он может распространяться на большие расстояния.

Численные модели по оценке скорости теплопотерь при кондуктивном охлаждении крупных риолитовых лав показали, что охлаждение потоков толщиной 100–300 м происходит очень медленно и в дальнейшем тормозится образованием панциря (корки) и выделением скрытого тепла кристаллизации [Manley, 1992]. Модели показывают, что потоки лавы большой толщины могут оставаться активными в течение нескольких десятилетий. В то же время, по мере охлаждения лавового потока предел текучести его охлажденной корки будет оказывать влияние на его динамику [Balmforth, Craster, 2000] и приводить к более сложным его морфологиям [Fink, Griffiths, 1998]. Однако в работе [Loewen et al., 2017] было показано, что большой по объему риолитовый поток Саммита-лейк не имеет сложных морфологических структур, и поэтому он может быть смоделирован с помощью гравитационной изотермической модели вязкой жидкости.

Выбор лавового потока в районе Саммит-Лейк Йеллоустона связан с его гигантским объемом (порядка  $50 \text{ км}^3$ ) и большой толщиной (100–250 м), что при относительно коротком времени излияния потока приводит к его незначительному остыванию и образованию тонкой корки лавового потока. Хотя корка утолщается в случае нелинейного теплообмена (конвективного переноса и теплового излучения) по сравнению со случаем только конвективного переноса тепла на границе раздела с воздухом [Tsepelev et al., 2019], это увеличение толщины корки не оказывает существенного влияния на продвижение лавового потока большой толщины. Это позволяет в качестве первого приближения использовать предположение об изотермичности потока. В данной работе мы рассматриваем трехмерную модель изотермического течения лавы в районе Саммит-Лейк Йеллоустона с целью определения влияния топографии и вязкости лавовых потоков на процесс растекания лавы и продолжительность ее растекания.

## ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Рассмотрим трехмерную численную модель течения двухфазной несжимаемой несмешивающейся вязкой жидкости, которая аппроксимирует экструзию лавы (одна фаза) из жерла вулкана в воздух (другая фаза) и последующий лавовый поток. Модельная область  $\Omega = [0, l_1] \times [0, l_2] \times [f(x_1, x_2), f(x_1, x_2) + l_3]$  ограничена снизу топографией исследуемой местности  $f(x_1, x_2)$ , где  $l_1$  и  $l_2$  – горизонтальные

размерности и  $l_3$  – высота модельной области. В этой области изучается течение вязкой ньютоновской неоднородной несжимаемой жидкости в поле силы тяжести. Это течение в декартовых координатах описывается нестационарным уравнением Навье–Стокса [Ismail-Zadeh, Tackley, 2010; Tsepelev et al., 2019] с начальным условием  $\mathbf{u}(t = 0, \mathbf{x}) = 0$ :

$$\begin{aligned} \frac{\partial(\rho\mathbf{u})}{\partial t} + \langle \mathbf{u}, \nabla(\rho\mathbf{u}) \rangle = \\ = -\nabla p + \nabla \cdot (\eta(\nabla\mathbf{u} + \nabla\mathbf{u}^T)) + \mathbf{G} \end{aligned} \quad (1)$$

и уравнением неразрывности

$$\nabla \cdot \mathbf{u} = 0, \quad (2)$$

где:  $\mathbf{u} = (u_1, u_2, u_3)$  – вектор скорости;  $\mathbf{G} = (0, 0, -g\rho)$  – вектор внешних массовых сил;  $g$  – ускорение силы тяжести;  $p$  – давление;  $\rho$  – плотность;  $\eta$  – вязкость;  $\mathbf{x} = (x_1, x_2, x_3)$  – пространственная переменная;  $t$  – время. Перенос двухфазной жидкости с начальным условием  $\alpha(t = 0, \mathbf{x}) = \alpha_0(\mathbf{x})$  описывается уравнением:

$$\frac{\partial\alpha}{\partial t} + \nabla \cdot (\alpha\mathbf{u}) = 0, \quad (3)$$

где  $\alpha(t, \mathbf{x}) \in [0, 1]$  определяет объемную долю жидкости в точке  $\mathbf{x} \in \Omega$  в момент времени  $t$ . В начальный момент модельная область заполнена воздухом и поэтому  $\alpha_0(\mathbf{x}) = 0$ . Плотность и вязкость тогда описываются равенствами:

$$\begin{aligned} \rho(t, \mathbf{x}) = \rho_l\alpha(t, \mathbf{x}) + \rho_a(1 - \alpha(t, \mathbf{x})), \\ \eta(t, \mathbf{x}) = \eta_l\alpha(t, \mathbf{x}) + \eta_a(1 - \alpha(t, \mathbf{x})), \end{aligned} \quad (4)$$

где:  $\rho_a$  и  $\eta_a$  – плотность и вязкость воздуха;  $\rho_l$  и  $\eta_l$  – плотность и вязкость лавы.

Хотя тепловые эффекты влияют на образование лавовых корок и течение лавы, было показано, что при высоких расходах магмы толщина корки достаточно малая (~3–5%) по сравнению с толщиной лавового потока [Tsepelev et al., 2019]. Корка лавы растрескивается, несетя потоком лавы под действием гравитационной силы до тех пор, пока ее толщина малая и не влияет значительно на продвижение потока [Tsepelev et al., 2016]. В данной модели рассматривается гравитационное течение лавы без учета тепловых эффектов.

На нижней модельной поверхности и боковых границах задается условие прилипания:  $\mathbf{u} = 0$ . На той части нижней поверхности, где расположено жерло, задаются условия:  $\mathbf{u} = \mathbf{u}_0$ ,  $\rho = \rho_l$ ,  $\eta = \eta_l$ , где  $\mathbf{u}_0$  – скорость экструзии магмы. На верхней границе модельной области задаются условия:  $\nabla\mathbf{u} = 0$ ,  $p = 0$ ,  $\rho = \rho_a$ ,  $\eta = \eta_a$ .

Лавовые потоки в районе Саммит-Лейк Йеллоустона вносят вклад в современную топографию исследуемого региона. Для моделирования лавовых потоков в геологическом прошлом не-

обходимо преобразовать современную топографию таким образом, чтобы скорректировать ее за счет снятия толщины излившихся лав. Далее описывается трансформация рельефа исследуемой области. Пусть  $F(x_1, x_2)$  – современная топография изучаемой области, максимальная толщина лавы  $Z(x_1^v, x_2^v)$ , равная 230 м [Loewen et al., 2017], достигается в жерле вулкана и уменьшается линейно с расстоянием от жерла, и  $(x_1^v, x_2^v)$  – координаты пересечения прямых А–А', В–В' и С–С', где располагается жерло вулкана. Тогда модельная топография вычисляется по формуле  $f(x_1, x_2) = F(x_1, x_2) - Z(x_1^v, x_2^v)/(1 + r(x_1, x_2))$ , где  $r(x_1, x_2) = \sqrt{(x_1 - x_1^v)^2 + (x_2 - x_2^v)^2}/D$ ,  $D = 20$  км. Рисунок 16 иллюстрирует положение вычисленной таким образом модельной топографии.

Таким образом, задача моделирования лавовых потоков сводится к решению уравнений (1)–(4) с описанными выше начальными и граничными условиями в модельной области  $\Omega$ . При численных расчетах все переменные обезразмериваются с масштабом времени  $t^* = \eta_l/(\rho_l g h)$ , длины  $h$  и скорости  $h/t^*$ .

## ЧИСЛЕННЫЙ МЕТОД

Для численного анализа модельной задачи мы используем программное обеспечение Ansys Fluent (<https://www.ansys.com/products/fluids/ansys-fluent>), основанное на методе конечных объемов. Модельная область разбивается на  $174 \times 200 \times 70$  гексаэдров, составляющих конечные объемы. Численные коды используют многофазную нестационарную VOF модель, а решатель использует неявную по времени схему интегрирования уравнений (1)–(3) для совместного определения поля скоростей, давления и объемной доли жидкости. Для аппроксимации давления и лапласиана используются численные схемы второго порядка; для дискретизации конвективных членов – монотонные схемы (см., напр., [Ismail-Zadeh, Tackley, 2010]). Для совместного учета давления и скорости в уравнении (1) применяется аппроксимация PRESTO! и численный метод SIMPLE [Patankar, Spalding, 1972], где параметры релаксации выбраны равными 0.01 и 0.3 для скорости и давления соответственно. Учитывая нелинейность задачи, временной шаг выбирается в диапазоне от 1 до 10 с в зависимости от устойчивости и для оптимизации скорости сходимости решения линейных алгебраических уравнений (СЛАУ), полученных после дискретизации задачи. Для решения СЛАУ используется multi-grid метод (см., напр., [Ismail-Zadeh, Tackley, 2010]).

Основная трудность при численном моделировании данной задачи состоит в том, что отно-

**Таблица 1.** Значения модельных параметров, используемых в численном моделировании

Параметры и их обозначения	Величина параметров		
	Экс. 1	Экс. 2	Экс. 3
Плотность лавы, $\rho_l$		2350 кг · м <sup>-3</sup>	
Вязкость лавы, $\eta_l$	$5.6 \times 10^9$ Па · с	$5.6 \times 10^9$ Па · с	$5.6 \times 10^{10}$ Па · с
Плотность воздуха, $\rho_a$		1 кг · м <sup>-3</sup>	
Вязкость воздуха, $\eta_a$		$10^{-4}$ Па · с	
Ускорение силы тяжести, $g$	$(0, 0, -9.81)$ м · с <sup>-2</sup>	$(-0.1, 0.2, -9.81)$ м · с <sup>-2</sup>	$(0, 0, -9.81)$ м · с <sup>-2</sup>
Масштаб времени, $t^* = \eta_l / (\rho_l g h)$	243 с	243 с	2430 с
Масштаб длины, $h$		1000 м	
Масштаб скорости, $h/t^*$	$4.115$ м · с <sup>-1</sup>	$4.115$ м · с <sup>-1</sup>	$0.4115$ м · с <sup>-1</sup>
Ширина модельной области, $l_1$		32136 м	
Длина модельной области, $l_2$		36939 м	
Высота модельной области, $l_3$		400 м	
Сетка	174 × 200 × 70 гексаэдров с размерами $h_1 = 183.747$ м, $h_2 = 183.767$ м, $h_3 = 5.71$ м		
Скорость экструзии лавы	$\mathbf{u}_0 = (0, 0, 2.65774 \times 10^{-3})$ м · с <sup>-1</sup>		
Форма модельной трещины	Эллипс с большой полуосью 2000 м и малой полуосью 200 м; площадь – $1.31691 \times 10^6$ м <sup>2</sup>		

шение вязкости лавы к вязкости воздуха составляет  $\sim 14$  порядков. Для осуществления устойчивого численного эксперимента была построена неадаптивная расчетная сетка, такая что в области границы лава–воздух сетка сгущалась в вертикальном направлении. Это позволило уменьшить численную диффузию в области этой границы. Также была выбрана неявная схема совместного интегрирования систем дифференциальных уравнений, которая позволяет выполнять стабильные вычисления с относительно большим временным шагом. Хотя неявные схемы интегрирования не требуют жесткого ограничения числа Куранта ( $|\mathbf{u}| \Delta t / \Delta x$ , где  $|\mathbf{u}|$  – магнитуда скорости,  $\Delta t$  – шаг по времени и  $\Delta x$  – пространственный шаг [Courant et al., 1928]), большие шаги по времени приводят к увеличению численной диффузии на границе лава–воздух и к нефизичности получаемых результатов, и поэтому шаг по времени выбирался достаточно малым. Явные схемы интегрирования, которые требуют значительно меньших затрат для численной реализации, не позволили осуществить стабильные расчеты даже при малых числах Куранта. Шаг по времени и параметр релаксации для скорости уменьшались эмпирически для обеспечения устойчивости вычислительного процесса.

Течения высоковязкой лавы являются ламинарными, так как число Рейнольдса достаточно

малое ( $< 10^{-6}$ ) для параметров вязкости и плотности лавы, характерной длины и скорости течений в исследуемых моделях (см. табл. 1). Воздух не оказывает влияния на динамику течения лавовых потоков, так как его вязкость и плотность значительно ниже значений этих физических параметров для лавы, и граница между лавой и воздухом рассматривается как свободная. И хотя число Рейнольдса при этом достаточно большое в воздухе, программный продукт Fluent позволяет избегать турбулентных течений в воздушном слое.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

Предполагается, что магма в районе Саммит-Лейк Йеллоустона изливалась из жерла вулкана вдоль эллиптической трещины длиной 4 км (рис. 1а), расположенной на модельной топографии вдоль профиля С–С'. Здесь рассмотрены три численных эксперимента: 1) течение лавы по восстановленной выше топографии поверхности, 2) течение лавы по наклоненной подстилающей поверхности и 3) течение лавы с увеличенной на порядок (по сравнению с экспериментом 1) вязкостью. Значения модельных параметров представлены в табл. 1. Плотность лавы ( $\rho_l = 2350$  кг · м<sup>-3</sup>) соответствует плотности риолитовых пород с высоким содержанием кремнезема [Loewen et al., 2017]. Вязкость лавы рассчитывается по формуле

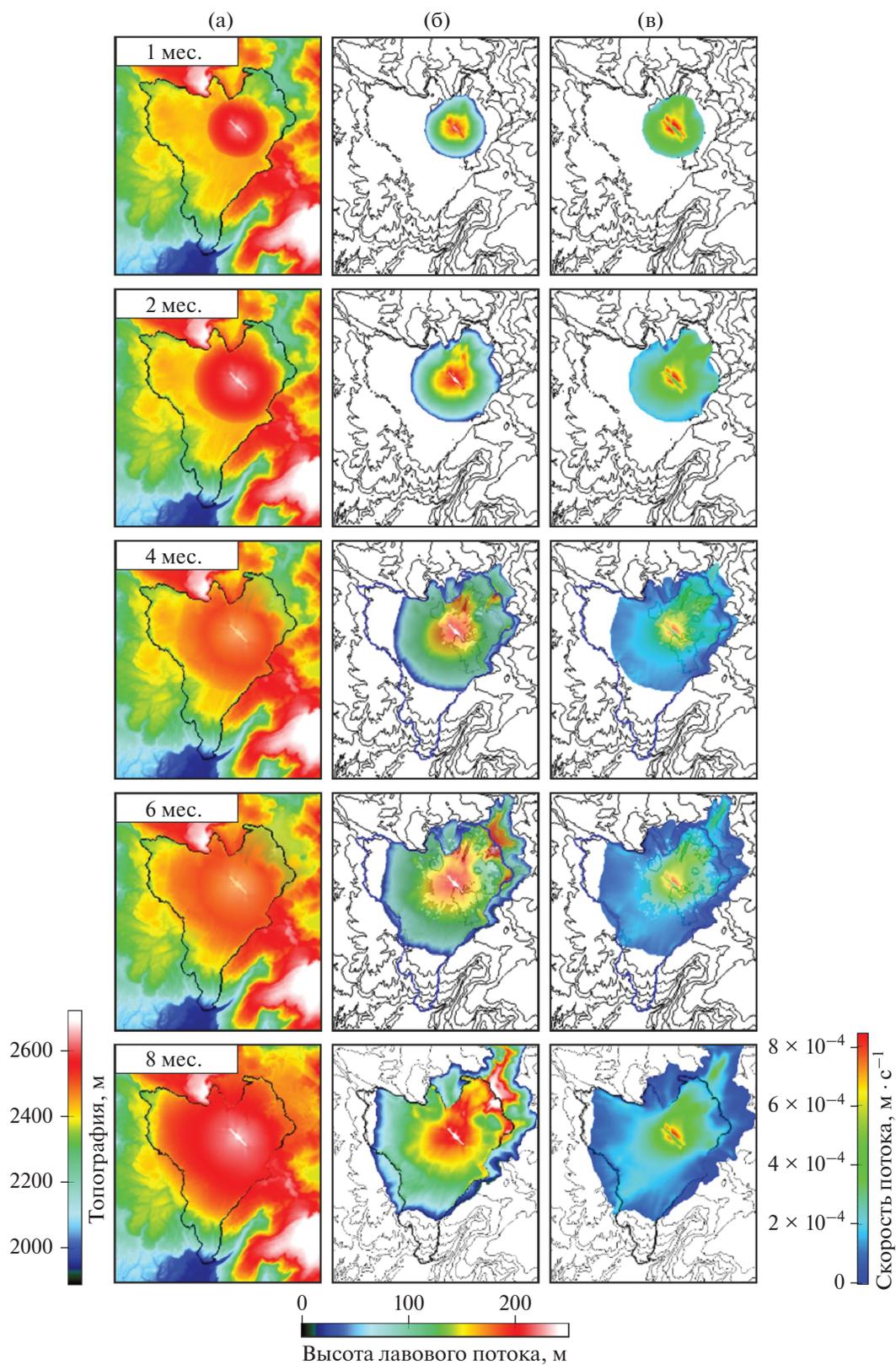


Рис. 2. Эволюция лавового потока в течение 8 мес. в экс. 1: (а) – топография; (б) – высота; (в) – скорость потока.

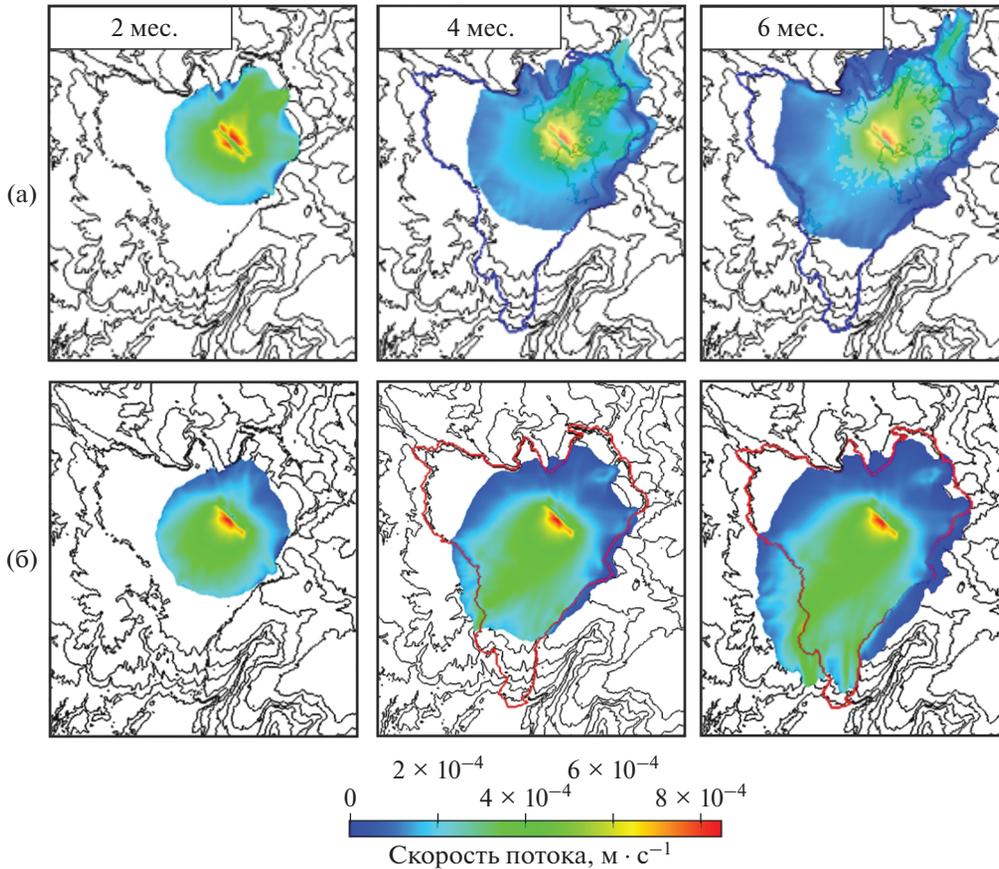


Рис. 3. Скорости лавовых потоков для трех моментов времени (а) – в экс. 1; (б) – в экс. 2. Граница лавового потока показана синей (а) и красной (б) линиями.

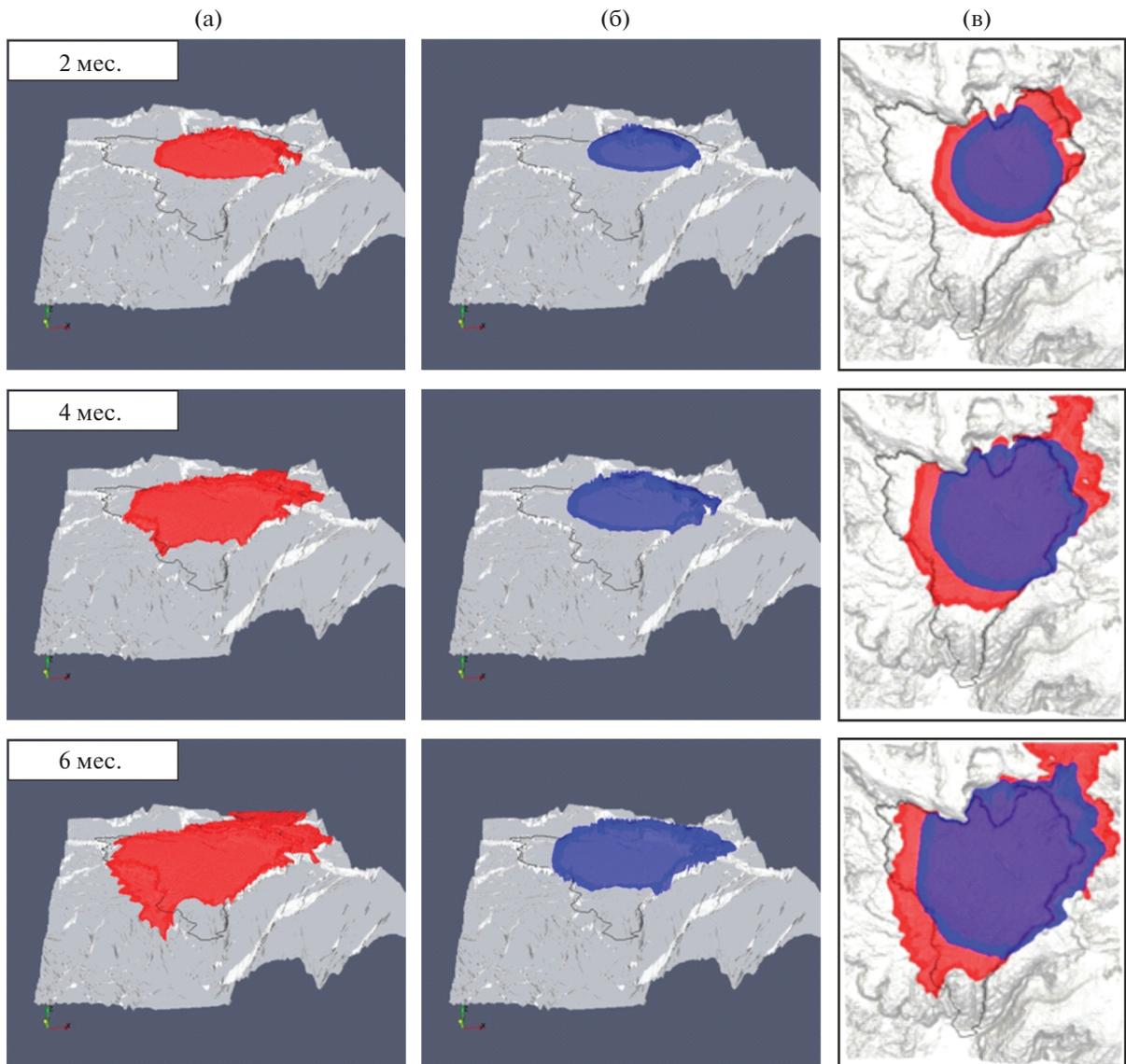
Хапперта [Huppert, 1982]  $\eta_l \sim 0.023\rho_l g V^4 Q^{-1} r^{-8}$ , где  $V$  – объем лавового потока ( $\sim 50\text{--}55 \text{ км}^3$ ),  $Q$  – расход лавы ( $\sim 2000\text{--}6000 \text{ м}^3 \cdot \text{с}^{-1}$ ) и  $r$  – радиус фронта лавового потока ( $\sim 10\text{--}12 \text{ км}$ ). В данной работе принимаются два значения вязкости ( $\eta_l = 5.6 \times 10^9 \text{ Па} \cdot \text{с}$  и  $\eta_l = 5.6 \times 10^{10} \text{ Па} \cdot \text{с}$ ), находящиеся в пределах вязкостей, определенных для лав с температурами между  $750$  и  $850^\circ\text{C}$  и концентрацией воды порядка  $0.1$  весовых процента [Farguharson et al., 2015; Romine, Whittington, 2015; Loewen et al., 2017].

**Эксперимент 1.** Эволюция лавового потока в первые 8 мес. с начала извержения представлена на рис. 2. Лава распространяется почти осесимметрично вплоть до 2 мес., а затем в юго-западном и северо-восточном направлениях, так как рельеф местности препятствует течению на север и юго-восток. Через 8 мес. современная область, покрытая риолитовой лавой, заполняется модельной лавой за исключением ее южной и западной оконечностей, однако распространение модельной лавы в северо-восточном направлении, заметном на рис. 2 с 4-го мес., не подтверждается наблюдениями. Течение лавы вдоль разреза В–В' является асимметричным: оно простирается на 2 км

к северо-востоку и более чем на 22 км к юго-западу от предполагаемого жерла. На северо-востоке нет ни одной современной топографической высоты, которая могла бы ограничить поток лавы в этом направлении.

Если считать, что оконтуривание лавового потока произведено с учетом возможной эрозии и размываний [Christiansen, 2001], то можно предположить, что либо в прошлом существовала возвышенность, ограничивающая течение на северо-восток, либо средний угол наклона подстилающей поверхности в прошлом отличался от современного на незначительную величину (приблизительно на  $1.3^\circ$ ). Это может объясняться общей деформацией Йеллоустонской кальдеры за счет изменения давления в магматическом очаге во время излияния лавовых потоков, хотя доказательств данного предположения в литературе не приводится.

**Эксперимент 2.** Для того чтобы проверить гипотезу об измененном угле наклона подстилающей поверхности, был проведен численный эксперимент с измененным ускорением силы тяжести так, чтобы создать условие течения на юго-запад без изменения рельефа местности (см. табл. 2). На рис. 3 сравниваются результаты

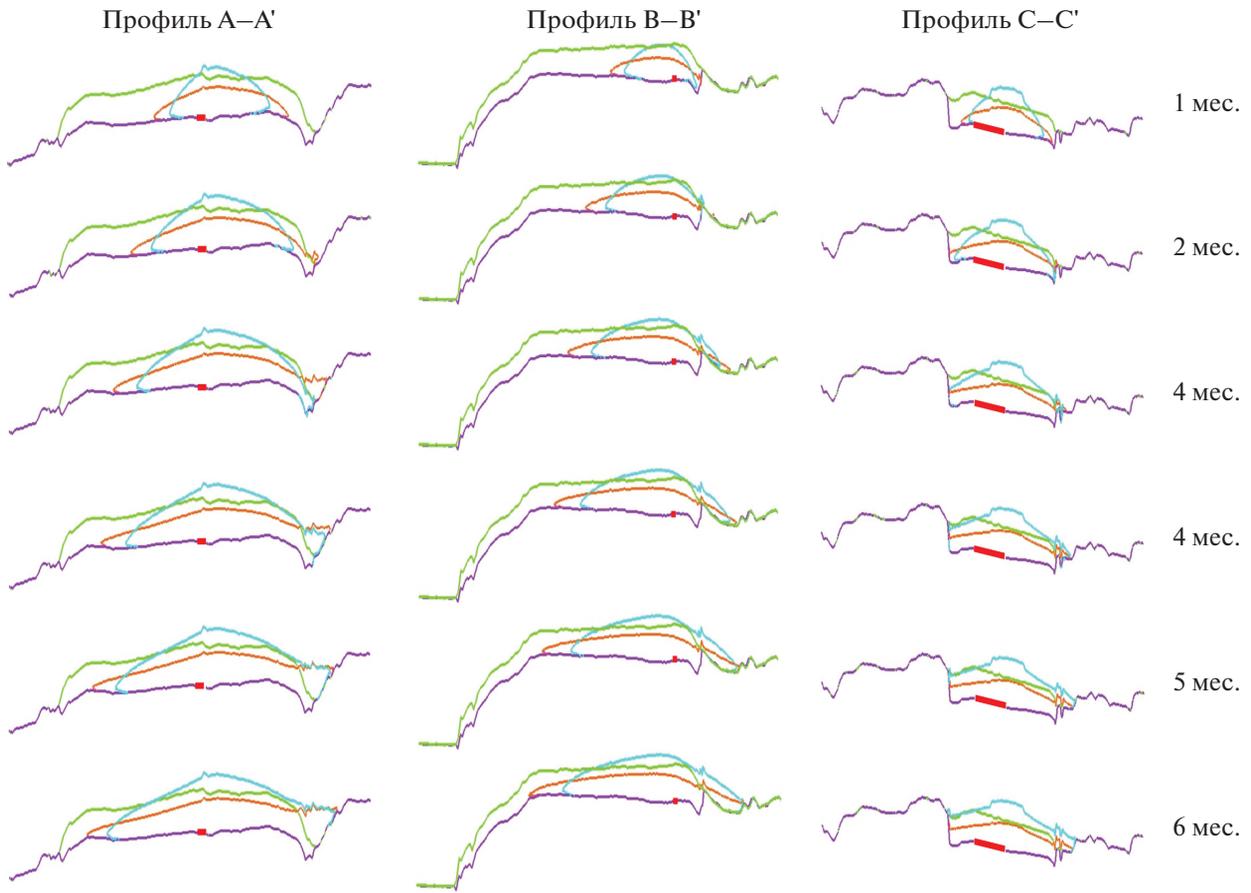


**Рис. 4.** Морфология лавовых потоков при различной вязкости лавы в случае экс. 1 (а) и экс. 3 (б) и сравнение растекания лав (в) для трех моментов времени. Темно-серая линия оконтуривает область распространения лавового потока.

расчетов численных экспериментов 1 и 2. В экс. 2 модельный лавовый поток направлен на юго-запад, и современная область, покрытая лавой на юге, практически полностью заполняется модельной лавой за 6 мес. (рис. 3б). Однако модельная лава выходит за пределы современной границы лавового потока на западе и востоке, что может быть связано с неточностью в построении модельной топографии поверхности или выбора расхода, или выбора длительности течения. При этом лава заполняет достаточно плотно современную лавовую область на северо-востоке, хотя лавовый поток распространяется медленно в северо-западном направлении.

**Эксперимент 3.** Вязкость лавы влияет на морфологию и процесс распространения лавового

потока. Проводился численный эксперимент по моделированию течения лавы при ее вязкости, увеличенной на один порядок по сравнению с предыдущими экспериментами (см. табл. 1). На рис. 4 показано трехмерное изображение течения модельной лавы в случае экс. 1 (левая колонка;  $\eta_l = 5.6 \times 10^9$  Па · с) и экс. 3 (средняя колонка;  $\eta_l = 5.6 \times 10^{10}$  Па · с). В правой колонке сравниваются формы растекания этих лавовых потоков. На рис. 5 приведено сравнение результатов расчетов вдоль трех профилей А–А', В–В' и С–С' для экспериментов 1 и 3. Из-за высокой вязкости в экс. 3 течение в горизонтальном направлении замедляется и потому высота лавового потока увеличивается, изменяя его морфологию (рис. 5).



**Рис. 5.** Распространение лавового потока за шесть месяцев в экспериментах 1 и 3 вдоль трех профилей А–А', В–В' и С–С'. Реальная топография представлена зеленой кривой, модельная топография – фиолетовой кривой. Место расположения трещины на модельной топографии, из которой изливалась лава, отмечено красными линиями. Рельеф лавового потока в экс. 1 и экс. 3 изображен коричневой и голубой кривыми соответственно.

## ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Расчеты показали хорошее совпадение формы поверхности лавового потока и его толщины с измеренными величинами при условии, что средний угол наклона подстилающей поверхности отличается от современного на незначительную величину ( $\sim 1.3^\circ$ ). Величина вязкости в численных экспериментах находится в пределах, оцененных в работе [Loewen et al., 2017] для лавовых потоков в районе Саммит-Лейк Йеллоустона, хотя оценки потенциальных вязкостей лавы имеют неопределенность, связанную с неопределенностью в оценках объема излившейся лавы.

Заметим, что при объеме в  $50 \text{ км}^3$  излившихся лав и модельном расходе лавы  $3500 \text{ м}^3 \cdot \text{с}^{-1}$  (скорости экструзии  $\sim 2.7 \times 10^{-3} \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ ) понадобится приблизительно 5.5 мес. непрерывного извержения из модельной трещины. Однако максимальная ширина модельной трещины достаточно велика (400 м) и нереалистична. Поэтому результаты расчетов должны быть скорректированы по времени за счет ширины трещины. При уменьше-

нии максимальной толщины трещины до 40 м и той же скорости экструзии потребуется  $\sim 4.6$  лет для извержения такого же количества лавы. Это согласуется с оценками длительности лавового потока в районе Саммит-Лейк. В целом трехмерное моделирование лавовых потоков подтвердило оценки, сделанные на основе аналитической модели в приближении тонкого слоя [Loewen et al., 2017], и позволило более детально исследовать динамику лавовых потоков в районе Саммит-Лейк и их морфологию в зависимости от направленности течения и вязкости лавы.

## ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа поддержана РФФ (грант № 19-17-00027; ОМ), РФФИ (грант № 20-51-12002; ИЦ) и Немецким научным фондом (DFG IS203/14-1; АИ). Численные расчеты проводились на вычислительном кластере “Уран” (Институт математики и механики УрО РАН, г. Екатеринбург).

## БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят И.Н. Биндемана (University of Oregon, USA) за предоставленную топографию Саммита-лейк в цифровом виде и обсуждение результатов. Также авторы благодарны В.О. Михайлову, В.Б. Смирнову и анонимному рецензенту за конструктивные замечания и рекомендации, которые улучшили изложение статьи.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Balmforth N.J., Craster R.V.* 2000. Dynamics of cooling domes of viscoplastic fluid // *J. Fluid Mech.* 2000. V. 422. P. 225–248.
- Camp V.E., Ross M.E., Duncan R.A., Kimbrough D.L.* Uplift, rapture, and rollback of the Farallon slab reflected in volcanic perturbations along the Yellowstone adakite hot spot track // *J. Geophys. Res.: Solid Earth.* 2017. V. 122. P. 7009–7041.
- Christiansen R.L.* The Quaternary and Pliocene Yellowstone Plateau Volcanic Field of Wyoming, Idaho, and Montana. US Geological Survey Professional Paper. 2001. 729-G. 145 p.
- Courant R., Friedrichs K., Lewy H.* Über die partiellen Differenzgleichungen der mathematischen Physik // *Math. Ann.* 1928. V. 100. P. 32–74.  
<https://doi.org/10.1007/BF01448839>
- Farquharson J.I., James M.R., Tuffen H.* Examining rhyolite lava flow dynamics through photo-based 3D reconstructions of the 2011–2012 lava flow field at Cordón-Caulle // *Chile. J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2015. V. 304. P. 336–348.
- Fink J.H., Griffiths R.W.* Morphology, eruption rates, and rheology of lava domes: insights from laboratory models // *J. Geophys. Res.* 1998. V. 103. P. 527–545.
- Huppert H.E.* The propagation of two-dimensional and axisymmetric viscous gravity currents over a rigid horizontal surface // *J. Fluid Mech.* 1982. V. 121. P. 43–58.
- Ismail-Zadeh A., Tackley P.* Computational Methods for Geodynamics. Cambridge University Press, Cambridge. 2010.
- Loewen M.W., Bindeman I.N., Melnik O.E.* Eruption mechanisms and short duration of large rhyolitic lava flows of Yellowstone // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2017. V. 458. P. 80–91.
- Manley C.R.* Extended cooling and viscous flow of large, hot rhyolite lavas: implications of numerical modeling results // *J. Volcan. Geotherm. Res.* 1992. V. 53(1–4). P. 27–46.
- Morgan W.J.* Convection plumes in the lower mantle // *Nature.* 1971. V. 230. P. 42–43.
- Patankar S.V., Spalding D.B.* A calculation procedure for heat and mass transfer in three-dimensional parabolic flows // *Int. J. Heat Mass Transfer.* 1972. V. 15. P. 1787–1806.
- Romine W.L., Whittington A.G.* A simple model for the viscosity of rhyolites as a function of temperature, pressure, and water content // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2015. V. 170. P. 281–300.
- Smith R.B., Jordan M., Steinberger B., Puskas C.M., Farrell J., Waite G.P., Husen S. Wu-Lung C., O'Connell R.* Geodynamics of the Yellowstone hotspot and mantle plume: Seismic and GPS imaging, kinematics, and mantle flow // *J. Volcan. Geother. Res.* 2009. V. 188. P. 26–56.
- Sigloch K., McQuarrie N., Nolet G.* Two-stage subduction history under North America inferred from multiple-frequency tomography // *Nat. Geosci.* 2008. V. 1. P. 458–462.
- Tsepelev I., Ismail-Zadeh A., Melnik O., Korotkii A.* Numerical modelling of fluid flow with rafts: An application to lava flows // *J. Geodyn.* 2016. V. 97. P. 31–41.
- Tsepelev I., Ismail-Zadeh A., Starodubtseva Y., Korotkii A., Melnik O.* Crust development inferred from numerical models of lava flow and its surface thermal measurements // *Ann. Geophys.* 2019. V. 6.  
<https://doi.org/10.4401/ag-7745>

## 3D Numerical Modeling of the Summit Lake Lava Flow, Yellowstone, USA

I. A. Tsepelev<sup>a</sup>, A. T. Ismail-Zadeh<sup>b, c, \*, \*\*</sup>, and O. E. Mel'nik<sup>b, d</sup>

<sup>a</sup>Institute of Mathematics and Mechanics, Ural Branch, Russian Academy of Sciences, Yekaterinburg, 620108 Russia

<sup>b</sup>Institute of Earthquake Prediction Theory and Mathematical Geophysics, Russian Academy of Sciences, Moscow, 117997 Russia

<sup>c</sup>Institute of Applied Geosciences, Karlsruhe Institute of Technology, Karlsruhe, 76131 Germany

<sup>d</sup>Institute of Mechanics, Moscow State University, Moscow, 119192 Russia

\*e-mail: aismail@mitp.ru

\*\*e-mail: alik.ismail-zadeh@kit.edu

Volcanic eruptions belong to the extreme events that change dry landscape and affect global climate and environment. Although special attention is given to super-eruptions, the non-explosive rhyolitic (highly viscous) eruptions and large lava flows are no less interesting. In this paper, we study ancient lava flow with a volume of ~50 km<sup>3</sup> in the Summit Lake region of Yellowstone which is one of the best studied large intraplate igneous provinces. Three-dimensional (3D) numerical models of isothermal lava flow have been constructed for revealing the influence of the underlying surface and viscosity of lava flows on the process of spreading and the duration of the flow. The calculated flow propagation dynamics fairly well agrees with the measured values provided that the average tilting angle of the underlying surface insignificantly differs from the present one (by ~1.3°) presumably due to the change in pressure in the magma chamber during the eruption. With the increase in lava viscosity, the lava flow slows down and its height increases, which leads to a change in the flow's morphology.

**Keywords:** Yellowstone, lava, viscous non-stationary flows, topography, numerical analysis

## ГРАВИТАЦИОННЫЕ МИССИИ СЛЕДУЮЩЕГО ПОКОЛЕНИЯ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ЗАДАЧ ВЫСОКОТОЧНОЙ КОСМИЧЕСКОЙ ГРАВИМЕТРИИ

© 2021 г. А. С. Жамков<sup>1</sup>, В. К. Милуков<sup>1</sup>, \*

<sup>1</sup>Государственный астрономический институт им. П.К. Штернберга, МГУ им. М.В. Ломоносова,  
г. Москва, Россия

\*E-mail: vmilyukov@yandex.ru

Поступила в редакцию 12.03.2020 г.

После доработки 04.07.2020 г.

Принята к публикации 04.07.2020 г.

В работе приводятся результаты анализа космических группировок, состоящих из двух пар космических аппаратов (далее КА), движущихся на разных орбитах — так называемых гравитационных миссий следующего поколения, в целях нахождения их оптимальных орбитальных параметров, удовлетворяющих требованиям высокого пространственного и временного разрешения гравитационного поля Земли. В результате численного моделирования были найдены элементы орбит КА, одновременно отвечающие требованиям наименьшего изменения межспутникового расстояния и наибольшей степени покрытия поверхности Земли подспутниковыми трассами КА. Оптимальные орбитальные параметры мультипарной группировки позволяют за 10-дневный интервал на 97% покрыть поверхность Земли подспутниковыми трассами с угловым разрешением  $1^\circ \times 1^\circ$ , соответствующим степени разложения геопотенциала  $n \approx 200$ , что в 4 раза больше в пространственном разрешении и в 3 раза больше во временном разрешении, чем при использовании только одной группировки типа “GRACE”.

**Ключевые слова:** гравитационное поле Земли, мультипарные группировки космических аппаратов, орбитальные параметры.

**DOI:** 10.31857/S0002333721020137

### ВВЕДЕНИЕ

Современная космическая гравиметрия занимает одно из центральных мест в космических исследованиях Земли, и, в первую очередь, это связано с использованием нового поколения низкоорбитальных спутников, оборудованных высокоточными системами слежения “земля–спутник” и “спутник–спутник” и высокоточными системами измерения инерциальных ускорений (акселерометрами).

Миссия CHAMP (Challenging Minisatellite Payload, ESA) [Reigber et al., 2003] была первым успешным проектом по изучению глобального гравитационного поля Земли (ГПЗ). В миссии GOCE (Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer, ESA) [Boboje, Drozyner, 2003], благодаря системе компенсации негравитационных ускорений (технология “спутник, свободный от сноса”), удалось поддерживать низкую орбиту (250 км) в течение всего полета. Низкая орбита позволила использовать для измерения параметров ГПЗ высокоточный гравитационный градиентометр, состоящий из трех пар идентичных элек-

тродатических акселерометров ONERA [Touboul et al., 1999], расстояние между которыми (база) было равно 50 см. По данным миссии GOCE были построены статические модели ГПЗ с пространственным разрешением 100 км и точностью 1 мГал. [Albertella et al., 2002; Drinkwater et al., 2003]. Однако модели ГПЗ, построенные по данным миссий CHAMP и GOCE, имеют существенный недостаток: они не содержат временных изменений гравитационного поля Земли.

Для повышения точности определения параметров ГПЗ, их изменений во времени и пространстве стали применяться кластеры связанных между собой микроволновой радиосвязью КА, образующих своеобразный “орбитальный градиентометр”. Такая схема позволяет эффективно подавлять действующие на КА когерентные помехи и измерять расстояние между спутниками с точностью до микрон. Указанная точность реализована на геодезических спутниках GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment, NASA) [Reigber et al., 2005] и GRAIL (Gravity Re-

covery And Interior Laboratory, NASA) [Zuber et al., 2013a].

GRACE – специальная гравитационная миссия, предназначенная для картирования глобального ГПЗ с пространственным разрешением порядка 400 км для каждых 30 дней. Миссия GRACE состояла из двух спутников-близнецов, находившихся на почти круговой орбите с первоначальной высотой порядка 500 км и наклоном 89.0°, на расстоянии ~200 км друг от друга и связанных высокоточной межспутниковой микроволновой системой К/Ка-диапазона. Каждый КА, помимо микроволновой системы измерений межспутникового расстояния, был оснащен GPS-приемниками, датчиками высоты и прецизионными акселерометрами. Время жизни на орбите миссии GRACE – с марта 2002 г. по октябрь 2017 г.

Концепция миссии GRAIL и измерительная техника аналогична той, что использовалась в миссии GRACE. Два КА были выведены на одну и ту же орбиту вокруг Луны. Основными измеряемыми параметрами была разница в расстояниях двух спутников относительно поверхности Луны, а также расстояние между спутниками на орбите, которые пересчитывались в аномалии гравитационного поля Луны [Zuber et al., 2013b]. Активная фаза миссии началась в начале января 2012 г., когда оба спутника были выведены на полярную орбиту вокруг Луны со средней высотой 55 км. В декабре 2012 г. спутники были спущены на поверхность Луны, и миссия была закончена.

Миссия GRACE доказала свою эффективность не только в получении моделей ГПЗ высокого пространственного разрешения, но и впервые по данным миссии было начато построение ежемесячных моделей. Поэтому в продолжение миссии GRACE 22.05.2018 г. состоялся запуск двух спутников – близнецов GRACE Follow On [Fletcher et al., 2014]. Научная фаза миссии началась 28.01.2019 г. Основной целью миссии является обеспечение поступления данных для ежемесячных глобальных моделей ГПЗ высокого разрешения, начатых в миссии GRACE, т.е. мониторинг временных вариаций гравитационного поля Земли, в том числе связанных с сильнейшими землетрясениями [Михайлов и др., 2014]. Параметры орбит спутников GRACE Follow On, а также микроволновая система К/Ка-диапазона те же самые, что и для спутников GRACE. Однако принципиальным моментом является то, что спутники также оснащены лазерной интерферометрической системой, которая позволит поднять точ-

ность измерений на нанометровый уровень. Ожидаемая среднеквадратическая ошибка лазерных измерений 80 нм/Гц<sup>1/2</sup> в диапазоне частот 0.2–100 мГц. [Sheard et al., 2012]. Первые данные обработки лазерных измерений показали их высокую точность, а также хорошее согласие с данными основной измерительной системы микроволнового диапазона [https://gracefo.jpl.nasa.gov/mission].

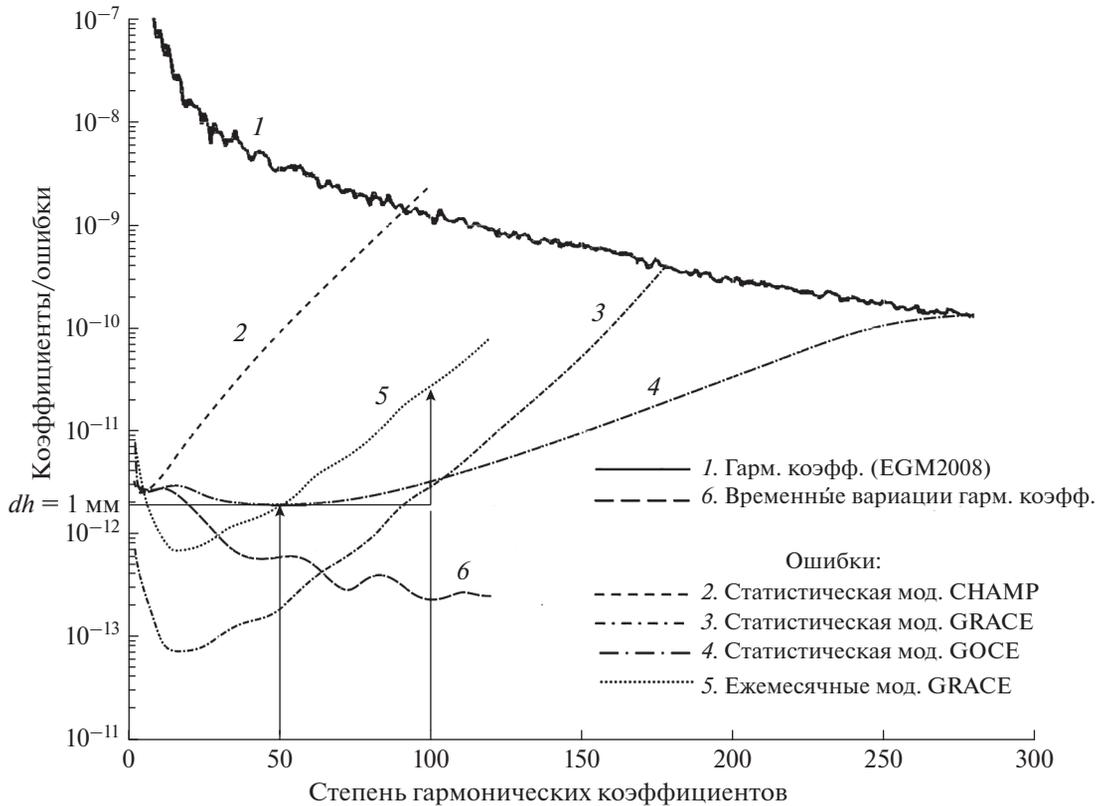
Однако несмотря на то, что миссия “GRACE” предоставила в длинноволновой части спектра уникальный набор данных для мониторинга изменений масс в геосферах Земли, проблемы дискретизации короткопериодических сигналов остаются нерешенными, что негативно сказывается на ежемесячных и более коротких решениях “GRACE”. Исследование потенциальных возможностей миссии GRACE Follow On по увеличению точности пространственного и временного разрешения моделей ГПЗ показало, что в то время как использование лазерной интерферометрической системы увеличит точность измерения межспутникового расстояния более, чем в 30 раз по сравнению с микроволновыми измерениями, точность гравитационных моделей возрастет только на 30%. Этот результат объясняется особенностью распределения ошибок коэффициентов сферических гармоник. Следует ожидать возрастания точности определения не всех коэффициентов сферических гармоник, а только в области низких порядков и степеней, точность остальных коэффициентов остается без изменения [Flechtner et al., 2016].

Задачи, которые в настоящее время решаются с использованием моделей ГПЗ, требуют существенного повышения точности как пространственного, так и временного разрешения. Целью данной работы является развитие новых методов прецизионных гравитационных измерений с использованием космической группировки на околоземной орбите для повышения точности определения параметров ГПЗ, его изменений во времени и пространстве.

## ПРИНЦИПЫ ВЫСОКОТОЧНОЙ КОСМИЧЕСКОЙ ГРАВИМЕТРИИ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ОРБИТАЛЬНОЙ ГРУППИРОВКИ КОСМИЧЕСКИХ АППАРАТОВ НА НИЗКОЙ ОКОЛОЗЕМНОЙ ОРБИТЕ

Математическая интерпретация несферичности ГПЗ дается следующим разложением:

$$R = (U - U_0) \approx \frac{GM}{r} \left[ \sum_{n=2}^{N_{\max}} \sum_{m=0}^n \left( \frac{a_E}{r} \right)^n \bar{P}_{nm}(\sin \varphi) (\bar{C}_{nm} \cos m\lambda + \bar{S}_{nm} \sin m\lambda) \right], \quad (1)$$



**Рис. 1.** Достижения гравитационных миссий 1-го поколения: 1 – значения гармонических коэффициентов модели EGM2008; 2 – ошибки коэффициентов разложения статической модели CHAMP; 3 – то же, GRACE; 4 – то же, GOCE; 5 – ошибки коэффициентов разложения ежемесячных моделей GRACE; 6 – временные вариации гармонических коэффициентов (построено на основе [Pail, Gruber, 2015]).

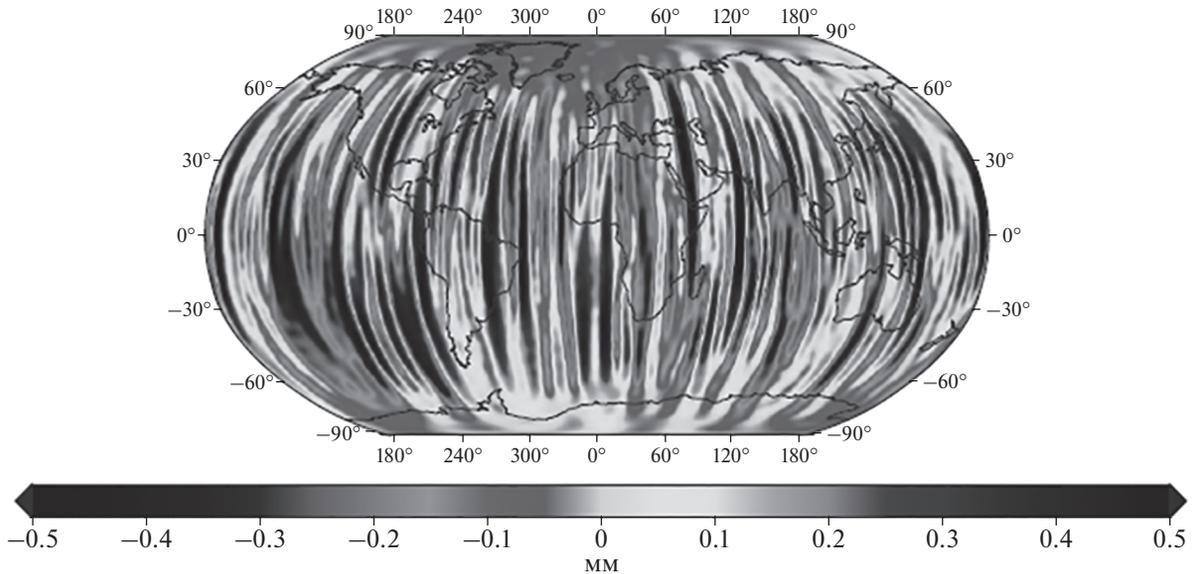
где:  $GM$  – геоцентрическая гравитационная постоянная;  $r, \varphi, \lambda$  – сферические координаты точки (или КА) в системе координат, жестко связанной с Землей;  $a_E$  – средний экваториальный радиус Земли;  $\bar{P}_{nm}(\sin \varphi)$  – нормированные присоединенные функции Лежандра степени  $n$  и порядка  $m$ ;  $\bar{C}_{nm}, \bar{S}_{nm}$  – нормированные коэффициенты Стокса;  $N_{\max}$  – максимальная степень разложения.

Из разложения (1) следует, что ГПЗ задается коэффициентами Стокса. Поэтому задача уточнения ГПЗ фактически сводится к определению и уточнению его коэффициентов. Эта задача была успешно решена в проекте GRACE, а также решается в настоящее время на новом уровне точности в проекте GRACE Follow On.

На рис. 1 представлены достижения гравитационных миссий первого поколения (CHAMP, GOCE и GRACE). Показан уровень точности (ошибки коэффициентов сферических гармоник) моделей гравитационного поля Земли, полученных по данным рассмотренных гравитационных миссий. Формально разложение имеет смысл, пока величина ошибки сферической гармоники не станет равной значению самой

сферической гармоники (сплошная кривая, соответствующая значениям гармонических коэффициентов модели EGM2008). Согласно этому правилу, статическая модель GOCE содержит ~280 коэффициентов разложения (длина полуволны 71 км), что соответствует пространственному разрешению  $0.64^\circ \times 0.64^\circ$ . Статическая модель GGM05 (построена только по данным GRACE) содержит ~180 сферических гармоник (длина полуволны 110 км), что соответствует пространственному разрешению  $1^\circ \times 1^\circ$ . Соответственно, для статической модели CHAMP: количество сферических гармоник ~90, длина полуволны 220 км, разрешение  $2^\circ \times 2^\circ$ . Но важно не только количество гармоник разложения, но также и точность их определения. Точность гармоник высокого порядка модели GOCE, в силу низкой орбиты спутника, превосходит точность модели GRACE. Наоборот, в низкочастотной области спектра статическая модель GRACE точнее модели GOCE.

Значения гармонических коэффициентов модели EGM2008 для каждой степени рассчитаны по формуле  $\sigma_n = \sqrt{(2n+1)^{-1} \sum_{m=0}^n (\bar{C}_{nm}^2 + \bar{S}_{nm}^2)}$ , зна-



**Рис. 2.** Ошибки коэффициентов разложения статического решения гравитационного поля Земли (выраженные в величинах высот геоида), приводящие к эффекту “алиазинга” [Elsaka, 2010].

чение ошибок других моделей, представленных на рис. 1, рассчитаны по аналогичной формуле, где вместо самих коэффициентов Стокса стоят их ошибки.

На рис. 1 представлены также ежемесячные глобальные модели гравитационного поля, которые строятся на основе ежемесячных данных GRACE, что дает новое качество исследований во многих областях геофизики. Ошибки коэффициентов разложения задаются либо в относительных единицах, либо в высотах геоида, либо в гравитационных аномалиях. Для заданной точности ошибок сферических гармоник  $\leq 2 \times 10^{-12}$  (ошибка высоты геоида  $\Delta h \approx 1$  мм) соответствующая модель гравитационного поля с временным разрешением 1 мес. содержит 50 сферических гармоник (длина полуволны 400 км), что соответствует пространственному разрешению  $\sim 3.6^\circ \times 3.6^\circ$  (первая вертикальная линия на рис. 1). Как видно из рисунка, существуют модели сотого порядка и выше (кривая 5), однако ошибки высших гармоник таких моделей существенно больше. Чтобы получить на уровне точности  $2 \times 10^{-12}$  ежемесячные модели ГПЗ с пространственным разрешением 100 сферических гармоник, ошибки определения высокочастотных гармоник должны быть повышены на порядок (вторая вертикальная линия на рис. 1). Таков современный уровень точности пространственного разрешения ежемесячных моделей.

Спутниковая система GRACE является базовой при рассмотрении гравитационных орбитальных группировок следующих поколений, основанных на принципе измерения расстояния

“спутник–спутник”. Подобная конфигурация позволяет измерить разницу первых производных геопотенциала между двумя КА, находящихся на небольшом расстоянии друг от друга ( $\approx 200$  км). Выбор полярной орбиты спутников обеспечивает глобальное покрытие поверхности Земли, что позволяет наблюдать изменение масс в полярных областях. Однако такая конфигурация обладает рядом существенных недостатков. Различная плотность покрытия наблюдениями поверхности Земли в приполярных и экваториальных областях приводит к зависимости точности ежемесячных моделей от географической широты. Другой недостаток связан с эффектом “алиазинга” – наложением спектров высоких и низких частот, который проявляется в том, что при восстановлении карты ГПЗ ошибки коэффициентов Стокса из высокочастотной части спектра распределяются среди низкочастотных и наоборот.

Все это приводит к тому, что ошибки определения высот геоида имеют четко выраженную северо-южную ориентацию, что на картах представления пространственного разрешения ежемесячных моделей GRACE выглядит в виде характерных цветных полос, обозначающих разный уровень ошибок (рис. 2).

Еще один недостаток космических гравитационных группировок, состоящих из пары спутников, находящихся на одинаковых орбитах, связан с ограничениями пространственно-временного разрешения моделей ГПЗ, которые создаются по данным таких группировок. Если  $\alpha$  – это “период замыкания” орбит спутника, т.е. количество дней, в течение которых спутник покрывает не-

повторяющимися треками поверхность Земли, а  $\beta$  – количество оборотов спутника за  $\alpha$  дней, то  $S_{space} = 2\pi/\beta$  – это угловое (пространственное) разрешение создаваемых моделей ГПЗ, а  $S_{time} = \alpha$  – временное разрешение.

Можно написать следующее соотношение, связывающее эти два параметра с периодом орбитального обращения спутника:

$$S_{space} \times S_{time} = \frac{2\pi\alpha}{\beta} = 2\pi T_{rev}. \quad (2)$$

Для спутников на низкой круговой орбите период обращения практически не меняется,  $T_{rev} \approx \text{const}$ , поэтому можно считать, что:

$$S_{space} \times S_{time} = \text{const}. \quad (3)$$

По аналогии с известным в квантовой механике принципом неопределенности Гейзенберга [Dirac, 1958], это соотношение называют “принципом Гейзенберга” для пространственно-временного разрешения спутников [Reubelt et al., 2008]. Если мы имеем достаточное пространственное разрешение данных на временном интервале в один месяц (например, в реальной миссии GRACE), то адекватное временное разрешение на более коротких интервалах (еженедельных, ежедневных) получить не удастся, в силу эффекта алиазинга – наложения высокочастотных составляющих сигнала на низкочастотные, в результате чего восстановление сигнала во времени приводит к его искажениям. Напротив, гравитационная миссия с адекватным временным разрешением (например, одна неделя или 10 дней) обеспечивает худшее пространственное разрешение из-за недостаточного покрытия Земли спутниковыми треками.

Решением проблемы ограничения (3) может быть мультипарная конфигурация, которая позволяет одновременно покрывать треками существенно разные участки поверхности Земли. Например, использование двух пар спутников, находящихся на разных орбитах, может существенно улучшить пространственное и временное разрешения. Основная задача таких конфигураций – обеспечить более равномерное покрытие на различных широтах и большую изотропность измерений, что в конечном итоге обеспечит более высокую точность моделей ГПЗ.

#### МУЛЬТИПАРНЫЕ КОСМИЧЕСКИЕ ГРУППИРОВКИ – ЭФФЕКТИВНОЕ РЕШЕНИЕ ДЛЯ ПОВЫШЕНИЯ ТОЧНОСТИ ИЗМЕРЕНИЯ ПАРАМЕТРОВ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ

Концепции мультипарных конфигураций для гравитационных миссий следующего поколения достаточно интенсивно разрабатываются в по-

следнее время [Bender et al., 2008; Elsaka, 2010; Elsaka et al., 2012; 2014a; 2014b; Wiese et al., 2009; 2011; Iran Pour et al., 2013; Sneeuw, Schaub, 2005]. Рассматриваются сценарии различных конфигураций, начиная от “классической”, состоящей из пары идентичных спутников, но находящихся на разных орбитах, и заканчивая более сложными конфигурациями, состоящими из нескольких спутников. Часть таких сценариев рассмотрена в работе [Милуков, 2018]. Общий вывод, следующий из этих исследований, заключается в том, что дополнительная информация, ожидаемая от будущей альтернативной конфигурации, отличающейся от конфигурации GRACE, однозначно обеспечит значительное улучшение в точности определения параметров ГПЗ.

Чтобы оценить плотность и равномерность покрытия поверхности Земли подспутниковыми трассами мультипарной орбитальной группировкой КА (оценка пространственного разрешения) при одновременном повышении временного разрешения до 10 дней (т.е. в 3 раза выше, чем в миссии GRACE), нами были рассмотрены различные мультипарные конфигурации. Основными орбитальными параметрами, влияющими на степень заполнения трассами КА поверхности Земли в случае группировки, состоящей из двух идентичных пар спутников, являются: большие полуоси орбит  $a_{1,2}$ , наклонения  $i_{1,2}$  и долготы восходящих узлов  $\Omega_{1,2}$ . Взаимное положение КА каждой орбитальной пары характеризуется их аргументами перигея  $\omega_{kl}$  и средними аномалиями  $M_{kl}$ , где  $k$  – номер орбиты в группировке, а  $l$  – номер спутника в орбитальной паре.

Для определения начального положения КА на орбите в однопарной группировке типа GRACE была выполнена процедура оптимизации. Орбитальные параметры  $\omega_{kl}$  и  $M_{kl}$  подбирались из условия минимизации изменения межспутникового расстояния на 10-дневном интервале измерений [Жамков, Жаров, 2018], т.е. не допускались сильное увеличение или уменьшение величины межспутникового расстояния от базового значения  $\approx 220$  км. В результате численной оптимизации, заключающейся в переборе начальных параметров, были определены начальные значения орбитальных параметров КА в группировке (табл. 1). Эти параметры в дальнейшем будут использоваться в качестве начальных параметров в мультипарных группировках.

Степень покрытия треками поверхности Земли будем оценивать из расчета нахождения хотя бы одной подспутниковой точки в области размером  $1^\circ \times 1^\circ$ . Т.е. если в каждой области на поверхности Земли размером  $1^\circ \times 1^\circ$  найдется хотя бы одна подспутниковая точка КА, то покрытие составит 100%.

**Таблица 1.** Начальные значения неварьируемых орбитальных элементов каждой группировки

Элемент	КА <sub>k1</sub>	КА <sub>k2</sub>
Эксцентриситет $e_k$	0.001	0.001
Аргумент перигея $\omega_{kl}$	110.009°	114.489°
Средняя аномалия $M_{kl}$	158.699°	$M_{k1} + 2 \arcsin(dr/2/R)$

Примечания:  $k = 1, 2$  – номер орбиты в группировке;  $l = 1, 2$  – номер спутника в орбитальной паре;  $dr$  – расстояние между КА ( $\approx 220$  км);  $R$  – геоцентрическое расстояние КА.

**Таблица 2.** Покрытие поверхности Земли мультипарной группировкой МГ1 (в %) в зависимости от долготы восходящего узла орбиты второй пары  $\Omega_2$  (в град) на интервале 10 дней

$\Omega_2$ , град	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100	110	120	130	140	150	160	170	180
%	92	95	87	84	94	95	78	89	96	90	84	93	96	82	86	97	91	84

Примечание: Долгота восходящего угла орбиты первой пары фиксирована,  $\Omega_1 = 0^\circ$ .

Результаты моделирования, представленные в настоящей статье, получены с помощью численного интегрирования программой, написанной на языке Fortran с использованием чисел двойной точности. Программа имеет модульную структуру и позволяет подключать вклад различных факторов, действующих на движение КА помимо не-сферичности ГПЗ, а также оценить масштаб их воздействия. Среди таких факторов: притяжение Луны, Солнца и планет, сопротивление атмосферы Земли, воздействие излучения Солнца, океанические приливы, твердые приливы в теле Земли. Учет факторов как гравитационной, так и негравитационной природы выполняется программой в соответствии с рекомендациями IERS (International Earth Rotate Service) [Petit, Luzum, 2010]. В программе заложена возможность проведения расчетов с помощью интегратора Рунге–Кутты 4-го порядка, а также метода Эверхарта. Поскольку целью настоящей работы было получение качественных оценок по покрытию, не требующих высокой точности расчетов ( $\approx 100$  км), то был выбран интегратор Рунге–Кутты 4-го порядка, совмещающий быстродействие расчетов и достаточно неплохую точность. Свои возможности по точностным характеристикам программа показала при расчете орбиты КА “Радиоастрон” [Жамков, Жаров, 2016], а также в сравнении с результатами проекта “GRACE” [Жамков, Жаров, 2018].

Для сравнения эффективности покрытия треками поверхности Земли мультипарными группировками вначале мы рассмотрели степень покрытия однопарной группировкой (ОГ) на том же 10-дневном временном интервале. Результаты приведены на рис. 3. Заполнение треками поверхности Земли такой группировкой в среднем составляет 70%.

### Мультипарная группировка МГ1

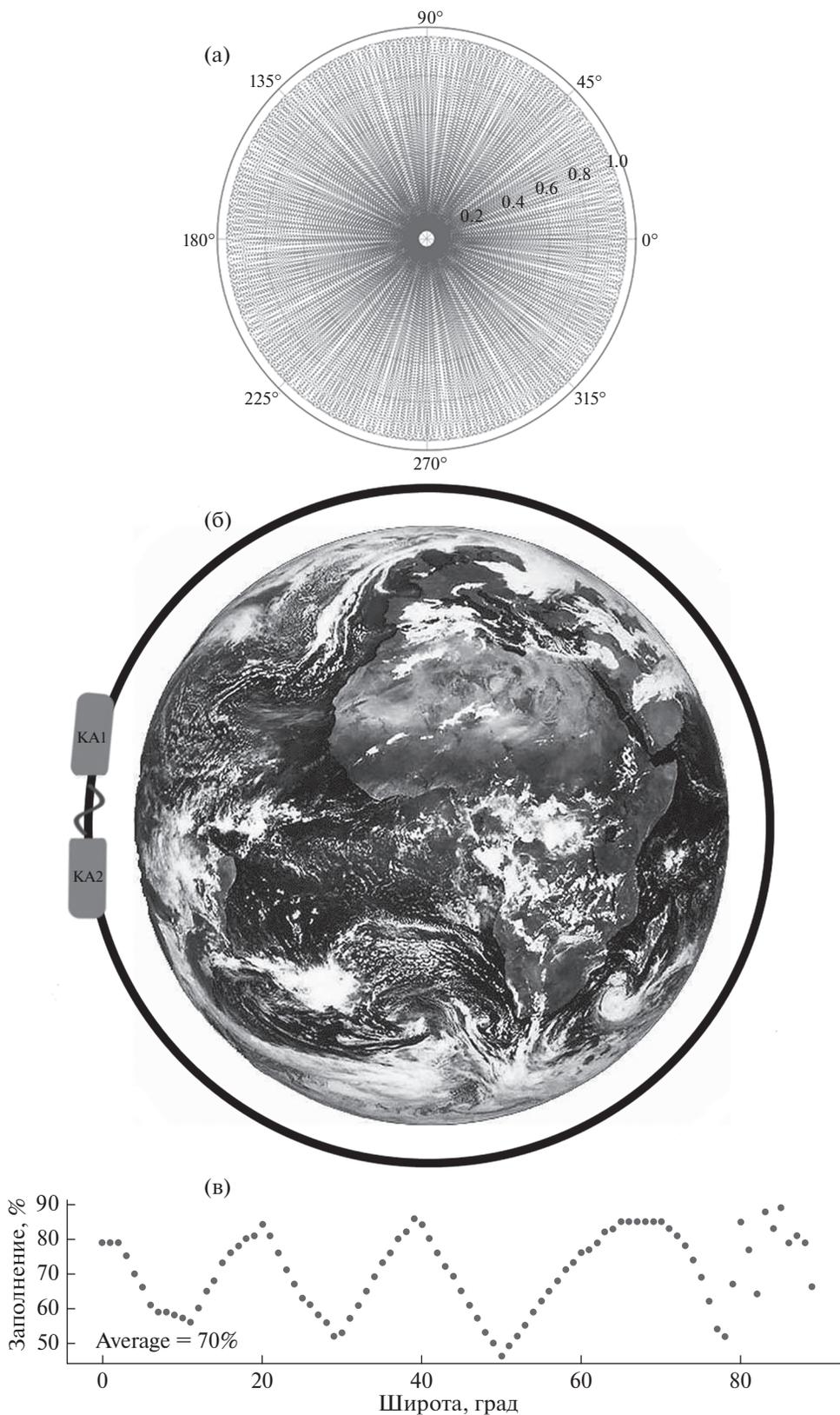
Первая серия численного моделирования покрытия поверхности Земли подспутниковыми трассами мультипарной группировкой, состоящей из двух пар КА, выполнена при условии одинаковой высоты орбит КА  $h_{1,2} \approx 400$  км в разных орбитальных плоскостях и одинакового наклона  $i_{1,2} = 89.5^\circ$ . Варьируемой величиной в данном случае была долгота восходящего узла. Долгота восходящего узла орбиты одной группировки относительно другой изменялась от  $\Delta\Omega_{1,2} = 10^\circ$  до  $\Delta\Omega_{1,2} = 180^\circ$  с шагом  $10^\circ$ . Шаг интегрирования  $\Delta t = 10$  с, период интегрирования  $T = 10$  дней. В табл. 2 и на рис. 4 представлены результаты первой серии расчетов.

По результатам проведенного моделирования получено, что разность долгот восходящих узлов двух орбитальных плоскостей мультипарной группировки МГ1  $\Delta\Omega_{1,2} \sim 160^\circ$  является наилучшей, позволяющей покрыть 97% поверхности Земли на интервале измерений 10 дней.

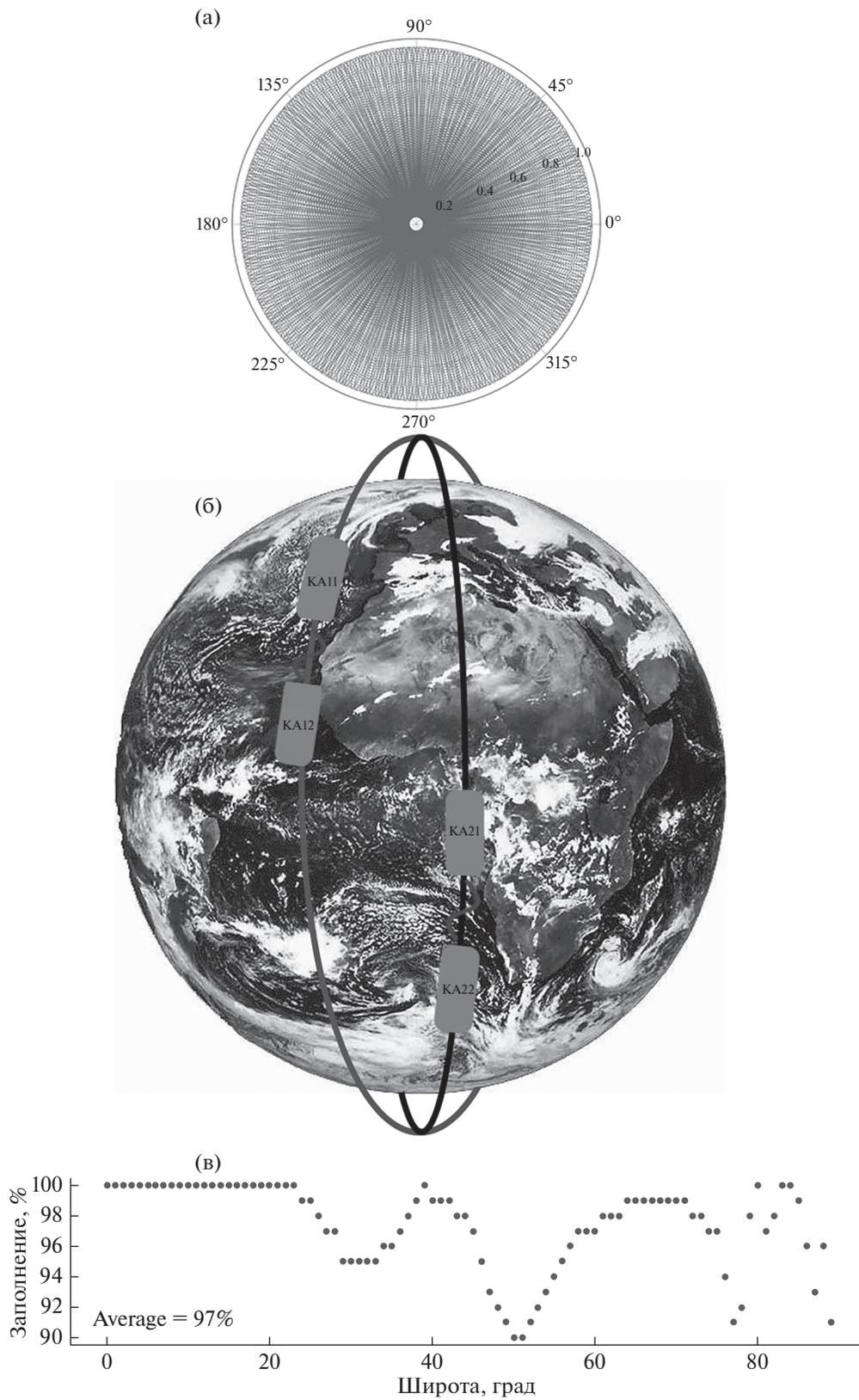
Из анализа рис. 3 и рис. 4 следует, что степень покрытия в случае мультипарной группировки МГ1 увеличилась в среднем в 1.4 раза, на отдельных широтах ( $29^\circ$ ,  $50^\circ$ ,  $78^\circ$ ) покрытие увеличилось почти в 2 раза. Равномерность покрытия также возросла: стандартное отклонение равномерности покрытия в случае мультипарной группировки МГ1 составило 2.9%, в случае однопарной ОГ – 11.1%.

### Мультипарная группировка МГ2

Вторая серия численного моделирования выполнена при условии одинаковой высоты орбит КА в разных орбитальных плоскостях  $h_{1,2} = 400$  км, наилучшей конфигурации взаимной долготы восходящего узла орбитальных плоскостей ( $\Omega_1 = 0^\circ$ ,  $\Omega_2 = 160^\circ$ ), полученной в результате первой серии



**Рис. 3.** (а) – Покрытие поверхности Земли группировкой, состоящей из одной пары КА (ОГ), на полярной орбите ( $i = 89.5^\circ$ ) на интервале 10 дней (полярные координаты); (б) – положение в пространстве группировки ОГ; (в) – процент покрытия поверхности Земли группировкой ОГ в зависимости от широты.



**Рис. 4.** (а) – Покрытие поверхности Земли мультипарной группировкой МГ1 для  $h_{1,2} \approx 400$  км,  $i_{1,2} = 89.5^\circ$  и  $\Delta\Omega_{12} = 160^\circ$  ( $\Omega_1 = 0^\circ$ ,  $\Omega_2 = 160^\circ$ ) на интервале 10 дней; (б) – положение в пространстве группировки МГ1; (в) – процент покрытия поверхности Земли группировкой МГ1 в зависимости от географической широты.

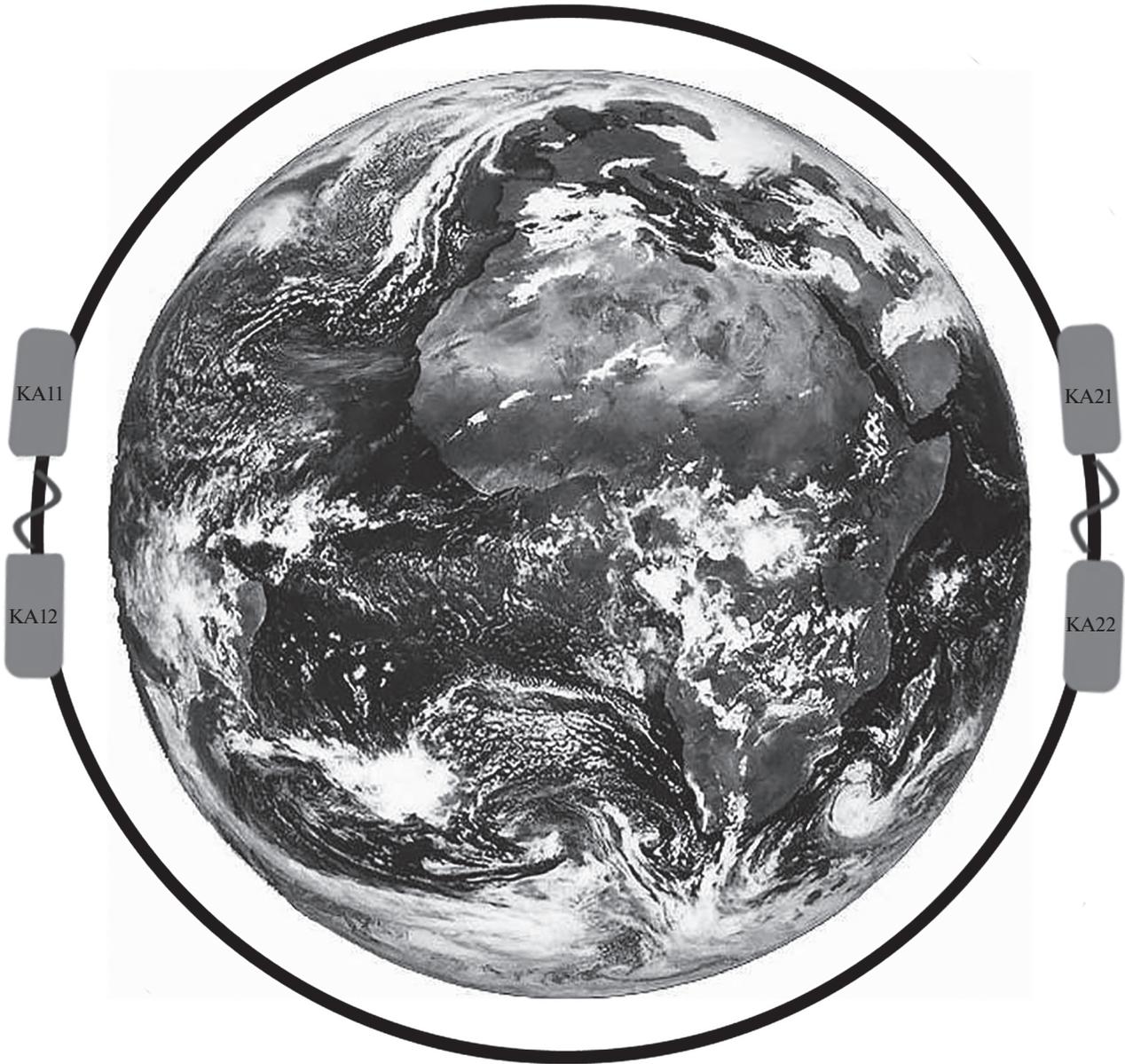


**Рис. 5.** Положение в пространстве группировки МГ2, состоящей из двух орбитальных плоскостей с параметрами:  $h_{1,2} = 400$  км;  $i_1 = 89.5^\circ$ ,  $i_2 = 70^\circ$ ;  $\Omega_1 = 0^\circ$ ,  $\Omega_2 = 160^\circ$ .

расчетов, и различных взаимных наклонений  $\Delta i_{1,2}$ . В табл. 3 представлены результаты второй серии расчетов, на рис. 5 – положение в пространстве рассматриваемой конфигурации. Сравнение мультипарной конфигурации МГ2 с однопарной конфигурацией показывает, что степень покрытия земной поверхности конфигурацией МГ2 также выше.

**Таблица 3.** Процент покрытия поверхности Земли мультипарной группировкой МГ2 на интервале 10 дней ( $\Omega_1 = 0^\circ$ ,  $\Omega_2 = 160^\circ$ ; наклонение орбиты первой пары фиксировано,  $i_1 = 89.5^\circ$ )

$i_1$	89.5	89.5	89.5	89.5	89.5
$i_2$	50	60	70	80	90
%	85	86	89	87	91



**Рис. 6.** Положение в пространстве группировки МГЗ с орбитальными параметрами:  $h_{1,2} = 400$  км,  $i_{1,2} = 89.5^\circ$ ,  $\Omega_{1,2} = 0^\circ$ ,  $M_{11} = 0^\circ$ ;  $M_{21} = 180^\circ$ .

### Мультипарная группировка МГЗ

Третья серия численного моделирования выполнена при условии, что обе пары КА находятся в одной орбитальной плоскости наклонением  $i_{1,2} = 89.5^\circ$ , но разнесенных по средней аномалии ведущих спутников в каждой группировке на угло-

вое расстояние  $180^\circ$  ( $M_{11} - M_{21} = 180^\circ$ ). Поскольку плоскости орбит совпадают, то долгота восходящего узла такой “общей” орбиты может принимать любое значение. Моделирование в этом случае проводилось для вариации высоты общей орбиты в диапазоне от  $h_{1,2} = 300$  км до  $h_{1,2} = 500$  км с шагом 50 км. Результаты покрытия представлены в табл. 4 и на рис. 6.

**Таблица 4.** Покрытие поверхности Земли мультипарной группировкой МГЗ на интервале 10 дней

$h_{1,2}$ , км	300	350	400	450	500
% покрытия	71	95	95	91	87

### Мультипарная группировка МГ4

В этом случае обе орбиты также находятся в одной плоскости с наклонением  $i_{1,2} = 89.5^\circ$  и дол-



**Рис. 7.** Положение в пространстве группировки МГ4 с орбитальными параметрами  $i_{1,2} = 89.5^\circ$ ,  $h_1 = 400$  км,  $h_2 = 300$  км.

готой восходящего узла  $\Omega_{1,2} = 0^\circ$ . Высота первой орбиты оставалась неизменной  $h_1 = 400$  км, а высота второй орбиты варьировалась в диапазоне 300–500 км с шагом 50 км.

Случай, когда оба аппарата движутся на высоте  $h_{1,2} = 400$  км, уже рассмотрен в группировке МГ3 и здесь не повторяется. Результаты пятой серии численного моделирования представлены в табл. 5. На рис. 7 показано положение в пространстве группировки МГ4.

**Таблица 5.** Покрытие поверхности Земли мультипарной группировкой МГ4 с орбитальными параметрами на интервале 10 дней

$h_1$ , км	400	400	400	400
$h_2$ , км	300	350	450	500
% покрытия	87	90	87	89

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Для космических группировок, состоящих из двух пар КА, основными орбитальными параметрами, влияющими на плотность и равномерность покрытия поверхности Земли подспутниковыми трассами, являются большие полуоси орбит, на-

клонения и долготы восходящих узлов. Соответственно, был выполнен анализ космических группировок, в которых варьировались эти параметры с целью максимального покрытия поверхности Земли. В результате численного моделирования были найдены элементы орбит КА, одновременно отвечающие требованиям наименьшего тренда изменения межспутникового расстояния и наибольшей степени покрытия поверхности Земли подспутниковыми трассами КА.

Сравнение степени покрытия поверхности Земли мультипарной группировкой во всех рассмотренных случаях, выше, чем однопарной группировкой типа “GRACE”.

Для 10-дневного интервала наблюдения (временного разрешения) оптимальной следует считать группировку МГ1, в которой обе пары спутников находятся на полярных круговых орбитах с равным наклоном  $89.5^\circ$ , долготы восходящих узлов которых отличаются на  $160^\circ$ . В этом случае покрытие составляет 97%. Отметим, что широко обсуждаемая в литературе мультипарная группировка BENDER [Bender et al., 2008] (в нашем обозначении МГ2), состоящая из орбит с наклонами  $89.5^\circ$  и  $\sim 70^\circ$ , имеет покрытие только 89%.

Мультипарная группировка МГ1 позволяет за 10-дневный интервал покрыть 97% поверхности Земли подспутниковыми трассами с угловым разрешением  $1^\circ \times 1^\circ$ , что соответствует степени разложения геопотенциала  $n \approx 200$ . Это лучше в 4 раза в пространственном разрешении и в 3 раза во временном разрешении месячных моделей ГПЗ, нежели для разложений, построенных при использовании только одной группировки типа GRACE.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Космические гравитационные миссии первого поколения доказали свою высокую эффективность в создании глобальных моделей гравитационного поля Земли, не только статических, но и меняющихся во времени. По данным миссии GRACE начато создание моделей ГПЗ с пространственным разрешением  $\sim 3.6^\circ \times 3.6^\circ$  и временным разрешением в один месяц. Миссия GRACE Follow On продолжает эту работу. Тем не менее, современные потребности в точностных характеристиках моделей гравитационного поля Земли существенно выше.

Одиночная группировка типа GRACE эффективна для уточнения карты гравитационного поля Земли в ниже- и средневолновой части спектра, однако она имеет определенные ограничения в части одновременного увеличения пространственного и временного разрешения карты гравитационного поля Земли. В целях преодоления этого ограничения и одновременного повыше-

ния как пространственного, так и временного разрешения моделей ГПЗ рассматриваются гравитационные миссии, состоящие из нескольких группировок КА, так называемые гравитационные миссии следующего поколения (ГМСП). Важным фактором, определяющим пространственное разрешение карты ГПЗ, является плотность и равномерность покрытия поверхности Земли подспутниковыми трассами. В нашем исследовании было выполнено численное моделирование различных мультипарных конфигураций КА, в результате которого были найдены элементы орбит КА, одновременно отвечающие требованиям наименьшего тренда изменения межспутникового расстояния и наибольшей степени покрытия поверхности Земли подспутниковыми трассами КА. Мультипарная группировка, в которой обе пары спутников находятся на полярных круговых орбитах с равным наклоном  $89.5^\circ$ , долготы восходящих узлов которых отличаются на  $160^\circ$ , позволяет за 10-дневный интервал покрыть 97% поверхности Земли подспутниковыми трассами с угловым разрешением  $1^\circ \times 1^\circ$ , что соответствует степени разложения геопотенциала  $n \approx 200$ . Это в 4 раза лучше в пространственном разрешении и в 3 раза лучше во временном разрешении месячных моделей ГПЗ, построенных при использовании только одной группировки типа “GRACE”.

Таким образом, мультипарная группировка с указанными параметрами может быть основой гравитационной миссии следующего поколения. Следует отметить, что такие миссии уже разрабатываются космическими агентствами ряда стран. В частности, в рамках проекта гравитационно-волнового детектора на околоземной орбите TianQin [Luo et al., 2016], который разрабатывается в Китае, планируется в качестве второго этапа реализации проекта вывод на орбиту мультипарной конфигурации КА. Предполагаемые параметры группировки: высота орбит 350–450 км, межспутниковое расстояние 50–100 км. Низкие орбиты группировки предполагают использование системы компенсации инерциальных возмущений (технология “drag free”) на уровне  $\sim 10^{-12}$  м/с<sup>2</sup>/√Гц. КА в каждой группировке связаны между собой лазерной связью (группировки типа GRACE Follow On). Точность измерения расстояния лазерной системой  $\sim 20$  нм/√Гц. Ориентировочное время запуска: 2023–2024 г. Отметим также, что КА TianQin Pathfinder с ключевым оборудованием на борту (системой компенсации инерциальных возмущений и лазерным интерферометром) был успешно выведен на околоземную орбиту 22.12.2019 г. для тестовых испытаний оборудования в условиях космоса.

## ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках Междисциплинарной научно-образовательной школы МГУ “Фундаментальные и прикладные исследования космоса” и при финансовой поддержке РФФИ, грант № 19-29-11008.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Жамков А.С., Жаров В.Е.* Уточнение орбиты КА “Спектр-Р” в проекте “Радиоастрон” с помощью радиодальномерных и доплеровских измерений // Вестник Моск. ун-та. Сер. 3. Физика, Астрономия. 2016. № 3. С. 61–69.
- Жамков А.С., Жаров В.Е.* Моделирование движения двух информационно связанных КА в гравитационном поле Земли для решения гравиметрических задач // Вестник Моск. ун-та. Сер. 3. Физика, Астрономия. 2018. № 5. С. 70–76.
- Милюков В.К., Е.С.-Ц.* Космическая гравиметрия следующего поколения: задачи, концепции, пути реализации // Астрономический журн. 2018. Т. 95. № 12. С. 901–911.
- Михайлов В.О., Panet I., Хаун М., Тимошкина Е. П., Vonvalot S., Ляховский В., Diamant M., de Viron O.* Сравнительный анализ временных вариаций глобального гравитационного поля по данным спутников Грейс в областях трех недавних гигантских землетрясений // Физика Земли. 2014. № 2. С. 29–40
- Albertella A., Migliaccio F., Sansó, F.* GOCE: The Earth Gravity Field by Space Gradiometry // Celestial Mechanics and Dynamical Astronomy. 2002. V. 83. P. 1–15.
- Bender P.L., Wiese D., Nerem R.S.* A possible dual-GRACE mission with 90 degree and 63 degree inclination orbits. Proceedings of the Third International Symposium on Formation Flying, Missions and Technologies, ESA/ESTEC, Noordwijk, April 23–25. The Netherlands. 2008. P. 1–6.
- Boboje A., Drozzyner A.* Satellite orbit determination using satellite gravity gradiometry observations in GOCE mission perspective // Adv. Geosci. 2003. V. 1. P. 109–112.
- Dirac P.A.M.* The principles of quantum mechanics, 4th edition. The international series of monographs on physics 27, Oxford Science, Publications. Oxford University Press, Oxford, England. 1958. 324 p.
- Drinkwater M.R., Floborghagen R., Haagmans R., Muzi D., Popescu A.* GOCE: ESA's first Earth explorer core mission // Space Sci. Rev. 2003. V. 108(1). P. 419–432. <https://doi.org/10.1023/A:1026104216284>
- Elsaka B.* Simulated Satellite Formation Flights for Detecting the Temporal Variations of the Earth's Gravity Field. Inaugural-Dissertation zur Erlangung des akademischen Grades Doktor-Ingenieur. Bonn. 2010. 167 p.
- Elsaka, B., Kusche, J. Ilk K.-H.* Recovery of the Earth's gravity field from formation-flying satellites: Temporal aliasing issues // Adv. Space Res. 2012. V. 50. P. 1534–1552. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2012.07.016>
- Elsaka B., Raimondo J.-C., Brieden Ph., Reubelt T., Kusche J., Flechtner F., Iran Pour S., Sneeuw N., Müller J.* Comparing seven candidate mission configurations for temporal gravity retrieval through full-scale numerical simulation // J. Geod. 2014a. V. 88(1). P. 31–43. <https://doi.org/10.1007/s00190-013-0665-9>
- Elsaka B.* Feasible Multiple Satellite Mission Scenarios Flying in a Constellation for Refinement of the Gravity Field Recovery // Int. J. Geosci. 2014b. V. 5. P. 267–273. <https://doi.org/10.4236/ijg.2014.53027>
- Flechtner F., Morton P., Watkins M., Webb F.* Status of the GRACE Follow-On Mission. Gravity, Geoid and Height Systems. International Association of Geodesy Symposia. 2014. V. 141. P. 117–121.
- Flechtner F., Neumayer K.-H., Dahle C., Dobslaw H., Fagiolini E., Raimondo J.-C., Güntner A.* What can be expected from the GRACE-FO Laser Ranging Interferometer for Earth Science applications? // Surveys in Geophysics. 2016. V. 37(2). P. 453–470. <https://doi.org/10.1007/s10712-015-9338-y>
- Luo J., Chen L.-S., Duan H.-Z., Gong Y.-G., Shoucun H., Jianghui J., Liu Q., Mei J., Milyukov V., Sazhin M., Cheng-Gang S., Toth V., Hsien-Chi Y., Zharov V., Ze-Bing Z.* Tian-Qin: a space-borne gravitational wave detector // Classical Quantum Gravity. 2016. V. 33 № 3. P. 035010. <https://doi.org/10.1088/0264-9381/33/3/035010>
- Pail R., Gruber T.* Future Gravity Missions: an integral component of the Global Geodetic Observing System. 12 Österreichischer Geodätentag. Velden. 2015.
- Petit G., Luzum B.* IERS Conventions (2010). IERS Technical Note № 36. IERS Conventional Centre. Verlag des Bundesamts für Kartographie und Geodäsie. Frankfurt am Main. 2010. 179 p. <http://www.iers.org/iers/publications/tn/tn36/>
- Pour S.I., Reubelt T., Sneeuw N.* Quality assessment of sub-Nyquist recovery from future gravity satellite missions // J. Adv. Space Res. 2013. V. 52(5). P. 916–929.
- Reigber C., Balmino G., Schwintzer P., Biancale R., Bode A., Lemoine J.-M, König R., Loyer S., Neumayer H., Marty J.-C., Barthelmes F., Perosanz F., Zhu S.Y.* Global gravity field recovery using solely GPS tracking and accelerometer data from CHAMP // Space Sci. Rev. 2003. V. 108. P. 55–66.
- Reigber C., Schmidt R., Flechtner F., König R., Meyer U., Neumayer H., Schwintzer P., Zhu S.Y.* An Earth gravity field model complete to degree and order 150 from GRACE: EIGEN-GRACE02S // J. Geodynamics. 2005. V. 39. P. 1–10.
- Reubelt T., Sneeuw N., Sharifi M.* Future mission design options for spatio-temporal geopotential recovery. Gravity, Geoid and Earth Observation: IAG Commission 2: Gravity Field. Chania. Crete. Greece. 2008. P. 163–170.
- Sheard B.S, Heinzl G., Danzmann K., Shaddock D.A., Klipstein W.M., Folkner W.M.* Intersatellite laser ranging instrument for the GRACE follow-on mission // J. Geodynamics. 2012. V. 86. P. 1083–1095.
- Sneeuw N., Schaub H.* Satellite clusters for future gravity field missions // Gravity, Geoid and Space Missions. 2005. V. 129. P. 12–17.
- Touboul P., Willemonot E., Foulon B., Josselin V.* Accelerometers for CHAMP, GRACE and GOCE space missions: synergy and evolution // Boll. Geof. Teor. Appl. 1999. V. 40. P. 321–327.
- Wiese D., Folkner W., Nerem R.* Alternative mission architectures for a gravity recovery satellite mission // J. Geodesy. 2009. V. 83. P. 569–581. <https://doi.org/10.1007/s00,190-008-0274-1>
- Wiese D., Nerem R., Han S.-C.* Expected improvements in determining continental hydrology, ice mass variations,

ocean bottom pressure signals, and earthquakes using two pairs of dedicated satellites for temporal gravity recovery // *J. Geophys. Res.* 2011. V. 116. P. B11405. P. 1–17.  
<https://doi.org/10.1029/2011JB008375>

*Zuber M.T., Smith D.E., Lehman D.H., Hoffman T.L., Asmar S.W., Watkins M.M.* Gravity Recovery and Interior Laboratory (GRAIL): Mapping the Lunar Interior from Crust to Core // *Space Sci. Rev.* 2013a V. 178. P. 3–24.

*Zuber M. Smith D.E., Watkins M.M., Asmar S.W., Konopliv A.S., Lemoine F.G.* Gravity Field of the Moon from the Gravity Recovery and Interior Laboratory (GRAIL) Mission // *Science.* 2013b. V. 339. P. 668–671.  
<https://doi.org/10.1126/science.1231507>

*Elsaka B.* Feasible Multiple Satellite Mission Scenarios Flying in a Constellation for Refinement of the Gravity Field Recovery // *Int. J. Geosci.* 2014b. V. 5. P. 267–273.  
<https://doi.org/10.4236/ijg.2014.53027>

## Next Generation Gravity Missions to Address the Challenges of High-Precision Space Gravimetry

A. S. Zhamkov<sup>a</sup> and V. K. Milyukov<sup>a,\*</sup>

<sup>a</sup>*Sternberg Astronomical Institute, Moscow State University, Moscow, 119992 Russia*

<sup>\*</sup>*e-mail: vmilyukov@yandex.ru*

The paper presents the results of the analysis of satellite constellations consisting of two pairs of spacecraft (SC) moving in different orbits—the so-called next-generation gravity missions—aimed at establishing their optimal orbital parameters to provide high spatial and temporal resolution of the Earth’s gravity. Based on the numerical modeling, the SC orbital elements that simultaneously satisfy the requirements of smallest change in the inter-satellite distance and largest coverage of the Earth’s surface by the SC sub-satellite paths are determined. The optimal orbital parameters of multi-pair constellation provide 97% coverage of the Earth’s surface by sub-satellite paths over a 10-day interval with angular resolution of  $1^\circ \times 1^\circ$  corresponding to the degree of geopotential decomposition  $n \approx 200$ , which is four times as high in terms of spatial resolution and three times as high in terms of temporal resolution than in the case of using only a single constellation of GRACE type.

*Keywords:* Earth’s gravity field, multi-pair spacecraft constellations, orbital parameters

## ОТ РЕДКОЛЛЕГИИ

Открывая дискуссию статьей А. А. Любушина, Г.Н. Копыловой, Ю.К. Серафимовой “Связь мультифрактальных и энтропийных свойств сейсмического шума на Камчатке с неравномерностью вращения Земли”, редколлегия журнала “Физика Земли” предлагает читателям журнала высказаться не только по содержанию статьи, но и по более широким вопросам возможности использования в геофизических исследованиях первичных данных, выходящих за диапазоны метрологического обеспечения средств наблюдений, и допустимости в результатах статистических геофизических исследований выводов без строгой проверки соответствующих статистических гипотез.

УДК 550.34

## СВЯЗЬ МУЛЬТИФРАКТАЛЬНЫХ И ЭНТРОПИЙНЫХ СВОЙСТВ СЕЙСМИЧЕСКОГО ШУМА НА КАМЧАТКЕ С НЕРАВНОМЕРНОСТЬЮ ВРАЩЕНИЯ ЗЕМЛИ

© 2021 г. А. А. Любушин<sup>1, \*</sup>, Г. Н. Копылова<sup>2, \*\*</sup>, Ю. К. Серафимова<sup>2, \*\*\*</sup>

<sup>1</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

<sup>2</sup>Камчатский филиал Федерального исследовательского центра “Единая геофизическая служба Российской академии наук”, г. Петропавловск-Камчатский, Россия

\*E-mail: lyubushin@yandex.ru

\*\*E-mail: gala@emsd.ru

\*\*\*E-mail: yulka@emsd.ru

Поступила в редакцию 11.02.2020 г.

После доработки 08.08.2020 г.

Принята к публикации 08.08.2020 г.

Исследуется связь свойств сейсмического шума, непрерывно регистрируемого на сети из 21 широкополосной сейсмической станции на Камчатке в течение 9 лет наблюдений, 2011–2019 гг., с неравномерностью вращения Земли. Рассматриваются ежесуточные временные ряды медианных значений, вычисленных по всем станциям сети, трех параметров шума: ширины носителя мультифрактального спектра сингулярности, обобщенного показателя Херста и минимальной энтропии распределения квадратов ортогональных вейвлет-коэффициентов. Для выделения общих составляющих вариаций этих параметров вычислялась их адаптивная первая главная компонента в полугодовом скользящем временном окне. Вычислялся квадратичный спектр когерентности между первой главной компонентой свойств сейсмического шума и временным рядом длины дня в скользящем временном окне длиной 182 сут. Рассматривалась частотно-временная диаграмма спектра когерентности, которая характеризуется последовательностью всплесков когерентности, сконцентрированных в узкой частотной полосе с периодами от 11 до 14 сут. Оцениваются временные задержки между всплесками когерентности и выделением сейсмической энергии на Камчатке в скользящем временном окне длиной 5 лет.

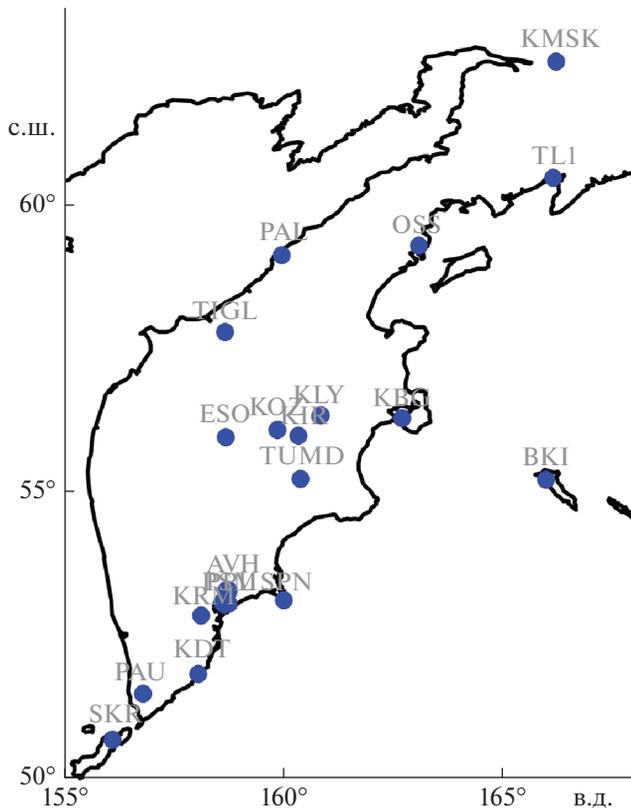
*Ключевые слова:* сейсмический шум, мультифракталы, энтропия, метод главных компонент, когерентность, неравномерность вращения Земли.

DOI: 10.31857/S0002333721020046

### ВВЕДЕНИЕ

Свойство неравномерного вращения Земли традиционно привлекается внимание геофизиков. В основном объяснение этого эффекта основано на оценках влияния процессов в атмосфере [Левинский и др., 1995; Сидоренков, 2002; Zotov et al., 2017]. В то же время многие исследователи неоднократно указывали на связь неравномерности

вращения Земли и сейсмичности [Губерман, 1976; Сасорова, Левин, 2017; Shanker et al., 2001; Levin et al., 2017]. При этом основное внимание уделялось возможному триггерному механизму воздействия вариаций скорости вращения планеты на сейсмический процесс [Bendick, Bilham, 2017]. Заметим, что при такой интерпретации возникает закономерный вопрос о воздействии ат-



**Рис. 1.** Кругами показаны положения 21-й сейсмической станции на Камчатке. Рядом с каждой станцией указаны их сокращенные идентификаторы.

мосферных процессов (в том числе и вариаций климата) через неравномерность вращения Земли на сейсмический процесс.

В данной статье рассматривается связь между сейсмическим шумом на полуострове Камчатка, являющемся одним из наиболее сейсмически активных регионов планеты, с параметром LOD (length of day), представляющим последовательность значений длины суток и характеристику неравномерности вращения Земли. Связь свойств глобального сейсмического шума с временным рядом LOD ранее была исследована в работах [Lyubushin, 2020a; 2020b], где было показано, что середина 2003 г. является точкой перелома в трендах и корреляциях свойств глобального сейсмического шума. После 2003 г. тренды приобретают характер, присущий областям с увеличивающейся сейсмической опасностью. Заметим, что после Суматранского мегаземлетрясения 26.12.2004 г.,  $M = 9$  произошло резкое возрастание числа сильнейших землетрясений по всему миру. Новизна данного исследования заключается в применении ранее разработанного подхода к анализу данных Камчатки.

Сейсмический шум рассматривается как проявление внутренней жизни планеты и как важ-

ный “канал связи”, позволяющий исследовать процессы в литосфере, в том числе предваряющие сильные землетрясения [Любушин, 2007; 2009; 2014; Соболев, 2014; Lyubushin, 2018]. Прогностические свойства сейсмического шума на Камчатке были ранее рассмотрены в работах [Касимова и др. 2018; Любушин и др., 2015].

## ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

На территории Камчатского края имеется сеть цифровых широкополосных сейсмических станций, данные с которых в режиме реального времени поступают в Информационно-обрабатывающий центр КФ ФИЦ ЕГС РАН по спутниковым и другим каналам связи [Чебров, 2013; Чебров и др., 2013]. В качестве источников сейсмических данных в работе использовались записи вертикальных компонент движений грунта на канале ВNZ с частотой оцифровки 100 Гц с 01.01.2011 по 31.12.2019 гг., полученные на 21 широкополосной сейсмической станции Геофизической службы РАН, расположенных на территории Камчатского края и о-ва Парамушир, Курильские о-ва (рис. 1).

Для создания 1-минутных временных рядов низкочастотного шума, зарегистрированного на каждой станции, вычислялись средние значения исходных записей в последовательных интервалах времени длиной 6000 отсчетов. Получаемые 1-минутные временные ряды для всех 21 станции хранятся в пополняемой базе данных на сервере КФ ФИЦ ЕГС РАН с доступом по локальной сети. Типы широкополосных сейсмических датчиков – SMG-6TD, SMG-3ТВ, KS2000, информация о них была приведена в статьях [Касимова и др., 2018; Любушин и др., 2015].

Важным вопросом дискуссионного характера в применении используемой методики для исследования свойств фоновых низкочастотных шумов является то, что формально частотный диапазон сигналов, записанных сейсмометрическими датчиками, не включает в себя периоды от 2 до примерно 1000 мин, которые фактически исследуются после перехода к шагу по времени 1 мин на временных интервалах длиной одни сутки. Возникает закономерный вопрос о правомерности перехода в столь низкочастотную область записей сейсмического сигнала.

Здесь мы исходим из предположения, что аппаратные ограничения по низкой частоте сигнала приводятся исключительно для корректного отображения движений грунта при отдельных землетрясениях и количественного определения их параметров. Следует заметить, что разработчиками широкополосной сейсмометрической аппаратуры не рассматривались задачи использования непрерывно регистрируемых сейсмических записей в более широком диапазоне частот, пре-

вышающем частоты сигналов от землетрясений, и не предполагалось, что сейсмометрические датчики можно бы было использовать также, как обычный наклономер, т.е. регистрировать изменения сигнала в приливной полосе частот. Мы полагаем, что при решении задач геофизического мониторинга имеется принципиальная возможность более широкого применения широкополосной сейсмометрической аппаратуры, превышающая формальные ограничения на рабочую полосу частот, которая традиционно используется при изучении отдельных землетрясений.

Ранее в работах авторов [Касимова и др., 2018; Любушин и др., 2015] этот вопрос уже обсуждался. В частности, были приведены оценки спектров мощности сейсмических записей при переходе к шагу по времени 1 ч, то есть при существенно более глубоком усреднении, чем используется для анализа в данной статье, и было продемонстрировано, что эти спектры содержат стандартные приливные гармоники, то есть фактически широкополосные сейсмометры могут работать как наклонометры в частотном диапазоне, значительно выходящим за их формальные границы.

Возвращаясь к этому вопросу в настоящей статье, оценим спектры мощности записей после перехода к шагу по времени 1 мин в частотном диапазоне, являющемся “промежуточным” между сейсмологическим и наклономерным, с периодами от 2 до 1000 мин. Известно, что этот частотный диапазон содержит спектральные пики, соответствующие собственным колебаниям Земли, постоянно возбуждаемым землетрясениями в фоновом режиме [Милюков и др., 2015]. Возникает вопрос о том, присутствуют ли эти пики в спектре сейсмических записей после перехода к шагу по времени 1 мин? На рис. 2 представлены оценки спектров мощности для 8 сейсмических станций. Видно, что почти все они содержат набор монохроматических гармоник, соответствующих различным модам собственных колебаний Земли, возбуждаемых в результате сейсмических событий, в частности самую низкочастотную гармонику собственных колебаний Земли с периодом, близким к 60 мин.

Таким образом, мы полагаем, что переход в низкочастотную часть спектра путем усреднения сейсмических записей и приведения их к шагу по времени 1 мин, не влечет за собой полное уничтожение полезной информации, содержащейся в записях. Более того, именно переход в низкочастотную часть спектра позволяет уйти от большей части помех антропогенного характера и исследовать прогностические свойства собственно шума Земли. Этот переход многократно использовался ранее в работах [Любушин, 2007; 2009; 2014; Lyubushin, 2010; 2012; 2013; 2014; 2018;

2020a; 2020b] при анализе непрерывных записей сейсмического шума широкополосных сетей.

## ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ СВОЙСТВА СЕЙСМИЧЕСКОГО ШУМА

Ниже дается описание 3 безразмерных свойств сейсмического шума, которые вычислялись для вертикальных колебаний после перехода к шагу по времени 1 мин для каждой станции в последовательных окнах длиной 1 сут (1440 минутных отсчетов). Перед вычислением этих свойств из волновых форм сейсмического шума в каждом временном окне удалялись тренды ортогональным полиномом 8-го порядка. Удаление трендов направлено на подавление влияния приливных и термических деформаций земной коры в вариациях сейсмического шума и является необходимой процедурой при исследовании его статистических характеристик. Использование ортогонального полинома обеспечивает устойчивость оценки значений тренда в точках отсчетов. При этом порядок полинома (8-й) был выбран в результате численных экспериментов как наименьший порядок, позволяющий гарантировано устранять суточные и полусуточные вариации на интервалах времени длиной одни сутки.

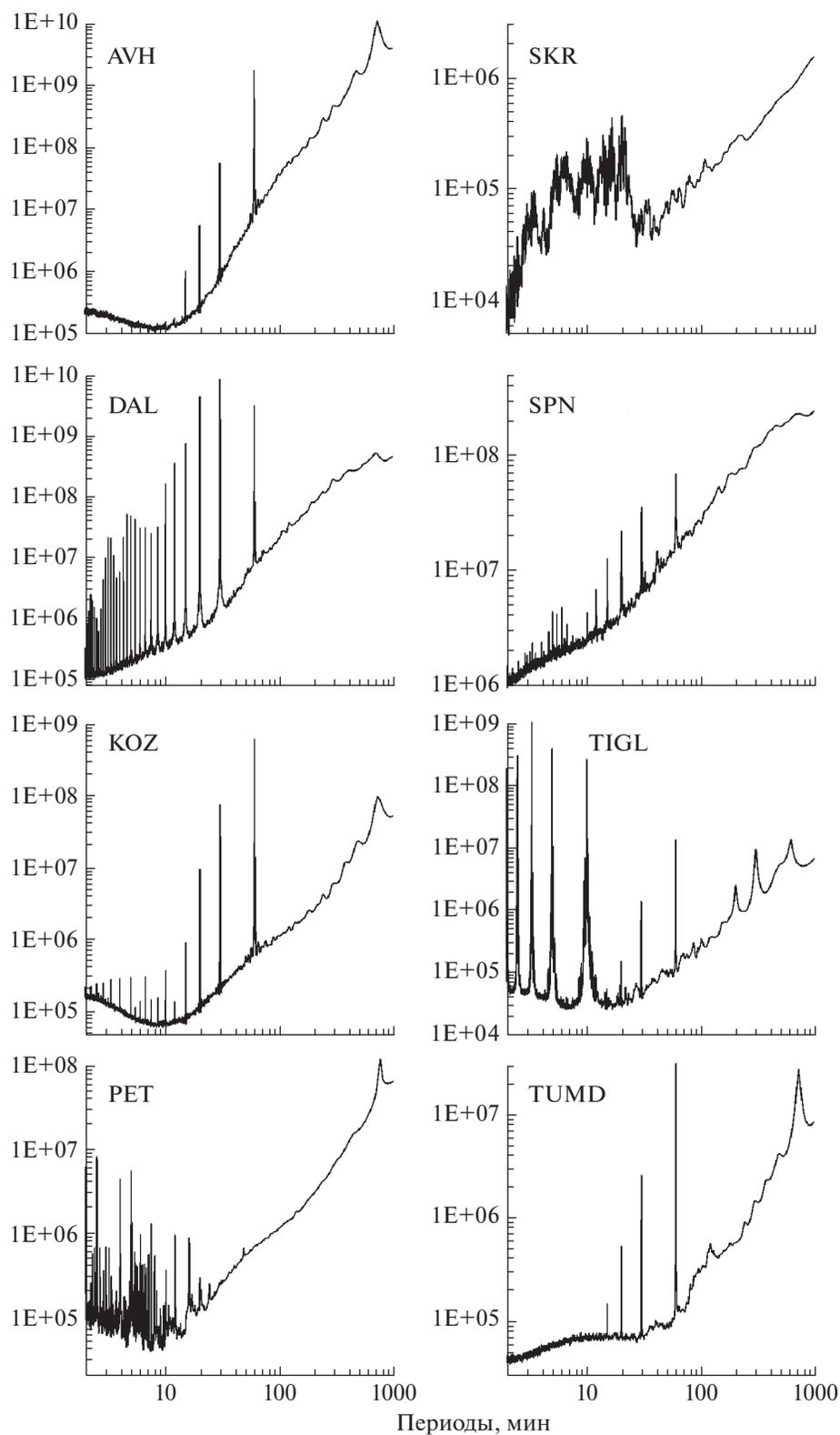
### Мультифрактальные параметры $\Delta\alpha$ и $\alpha^*$

Рассмотрим некоторое случайное колебание  $x(t)$  на интервале времени  $[t - \delta/2, t + \delta/2]$  длиной  $\delta$  с центром во временной точке  $t$ . Рассмотрим размах  $\mu(t, \delta)$  случайного колебания на этом интервале, то есть разницу между максимальным и минимальным значениями:

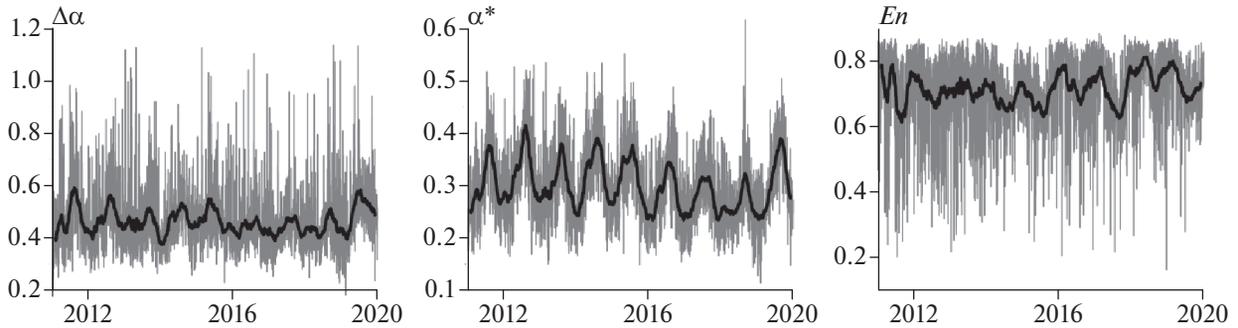
$$\mu(t, \delta) = \max_{t-\delta/2 \leq s \leq t+\delta/2} x(s) - \min_{t-\delta/2 \leq s \leq t+\delta/2} x(s). \quad (1)$$

Если устремить  $\delta \rightarrow 0$ , то  $\mu(t, \delta)$  будет также стремиться к нулю, но здесь важна скорость этого убывания. Если скорость определяется законом  $\delta^{h(t)}$ :  $\mu(t, \delta) \sim \delta^{h(t)}$  при  $\delta \rightarrow 0$ , или если существует

предел  $h(t) = \lim_{\delta \rightarrow 0} \frac{\lg(\mu(t, \delta))}{\lg(\delta)}$ , то величина  $h(t)$  называется экспонентой Гельдера–Липшица. Если величина  $h(t)$  не зависит от момента времени  $t$ :  $h(t) = \text{const} = H$ , то случайное колебание  $x(t)$  называется монофрактальным, а величина  $H$  — экспонентой Херста. Если же экспоненты Гельдера–Липшица  $h(t)$  существенно различаются для разных моментов времени  $t$ , то случайное колебание называется мультифракталом и для него можно определить понятие спектра сингулярности  $F(\alpha)$  [Feder, 1988]. Для этого мысленно выделим множество  $C(\alpha)$  таких моментов времени  $t$ , которые имеют одно и то же значение  $\alpha$  экспоненты Гельдера–Липшица:  $h(t) = \alpha$ . Множества  $C(\alpha)$  суще-



**Рис. 2.** Графики оценок спектров мощностей сейсмических записей после перехода к шагу по времени 1 мин для 8-ми станций сети в частотном диапазоне с периодами от 2 до 1000 мин.



**Рис. 3.** Графики ежесуточных медианных значений 3-х безразмерных параметров сейсмического шума на Камчатке; толстыми линиями представлены значения скользящих средних в окне длиной 57 сут.

ствуют, т.е. содержат какие-то элементы и не являются пустыми множествами не для всех значений  $\alpha$ . То есть существуют некоторые минимальное  $\alpha_{\min}$  и максимальное  $\alpha_{\max}$ , такие, что лишь для  $\alpha_{\min} < \alpha < \alpha_{\max}$  множества  $S(\alpha)$  непустые. Мультифрактальный спектр сингулярности  $F(\alpha)$  – это фрактальная размерность множества точек  $S(\alpha)$ . Параметр  $\Delta\alpha = \alpha_{\max} - \alpha_{\min}$ , называемый шириной носителя спектра сингулярности, представляется наиболее важной мультифрактальной характеристикой. Кроме того, значительный интерес представляет аргумент  $\alpha^*$ , доставляющий максимум спектру сингулярности:  $F(\alpha^*) = \max_{\alpha_{\max} \leq \alpha \leq \alpha_{\min}} F(\alpha)$ , называемый обобщенным показателем Херста. Максимум спектра сингулярности не может превосходить 1 – размерности вмещающего множества или оси времени,  $0 < F(\alpha^*) \leq 1$ , обычно  $F(\alpha^*) = 1$ . Заметим, что для монофрактального сигнала  $\Delta\alpha = 0$ ,  $\alpha^* = H$ . По своему определению  $\Delta\alpha$  является мерой разнообразия случайного поведения сигнала, которая отражает число экспонент Гельдера–Липшица. В простом монофрактальном случайном сигнале есть только один показатель Гельдера–Липшица, он же показатель Херста. Поэтому уменьшение  $\Delta\alpha$  является признаком подавления определенных степеней свободы системы, генерирующей изучаемый сигнал, и уменьшения их числа. Используемый метод вычисления параметров  $\Delta\alpha$ ,  $\alpha^*$  подробно изложен в работах [Любушин, 2007; 2009; 2014; Lyubushin, 2010; 2018].

**Минимальная нормализованная энтропия вейвлет-коэффициентов  $En$**

Пусть  $x(t)$  – конечная выборка некоторого случайного сигнала,  $t = 1, \dots, N$  – индекс, нумерующий последовательные отсчеты (дискретное время). Определим нормализованную энтропию конечной выборки формулой:

$$En = - \sum_{k=1}^N p_k \lg(p_k) / \lg(N), \tag{2}$$

$$p_k = c_k^2 / \sum_{j=1}^N c_j^2, \quad 0 \leq En \leq 1.$$

Здесь  $c_k, k = 1, N$  – коэффициенты ортогонального вейвлет-разложения с некоторым базисом. Ниже использовались 17 ортогональных вейвлетов Добеши: 10 обычных базисов с минимальным носителем с числом обнуляемых моментов от 1 до 10 и 7 так называемых симлетов Добеши [Mallat, 1999], с числом обнуляемых моментов от 4 до 10. Для каждого из базисов вычислялась нормализованная энтропия распределения квадратов коэффициентов (2) и находился базис, обеспечивающий минимум величине (2). Заметим, что в силу ортогональности вейвлет-преобразования сумма квадратов коэффициентов равна дисперсии (энергии) сигнала  $x(t)$ . Таким образом, величина (2) вычисляет энтропию распределения энергии колебаний на различных частотных и временных масштабах.

Статистики  $\Delta\alpha$ ,  $\alpha^*$  и  $En$  использовались в работах [Любушин, 2007; 2009; 2014; Lyubushin, 2010; 2012; 2013; 2014; 2018; 2020c] при исследовании свойств синхронизации глобального поля сейсмических шумов и прогностических свойств сейсмического шума на Японских островах и Калифорнии.

Для каждого свойства и для каждых суток вычислялись медианные значения свойств ( $En, \Delta\alpha, \alpha^*$ ) по всем работоспособным станциям. В результате были получены 3 временных ряда с шагом по времени 1 сут в течение 2011–2019 гг., графики которых представлены на рис. 3.

**АДАПТИВНЫЙ МЕТОД ГЛАВНЫХ КОМПОНЕНТ**

Существует необходимость в агрегировании временных рядов ( $En, \Delta\alpha, \alpha^*$ ) в один временной

ряд, который несет наиболее общие свойства из начального набора параметров свойств шума. Мы использовали здесь модификацию популярного метода главных компонент [Айвазян и др., 1989; Jolliffe, 1986], предложенную в работе [Lyubushin, 2018]. Пусть  $P(t) = (P_1(t), \dots, P_m(t))^T$ ,  $t = 0, 1, \dots$  – несколько временных рядов суммарной размерности  $m$ . В нашем случае  $m = 3$ . Пусть  $L$  – число отсчетов в пределах временного окна, которое движется слева направо с минимальным взаимным сдвигом 1, который мы назовем “окном адаптации”. Пусть  $s$  – номер отсчета, соответствующего правому концу движущегося временного окна. Это означает, что временное окно содержит выборки с временными индексами, которые подчиняются условию  $s - L + 1 \leq t \leq s$ . Вычислим корреляционную матрицу  $\Phi(s)$  размера  $m \times m$  в каждом временном окне после нормализации компонентов временных рядов:

$$\Phi(s) = \left( \varphi_{ab}^{(s)} \right), \quad \varphi_{ab}^{(s)} = \frac{\sum_{t=s-L+1}^s q_a^{(s)}(t)q_b^{(s)}(t)}{L}, \quad (5)$$

$$a, b = 1, \dots, m,$$

где:

$$q_a^{(s)}(t) = (P_a(t) - \bar{P}_a^{(s)}) / \sigma_a^{(s)},$$

$$\bar{P}_a^{(s)} = \frac{\sum_{t=s-L+1}^s P_a(t)}{L},$$

$$\left( \sigma_a^{(s)} \right)^2 = \frac{\sum_{t=s-L+1}^s (P_a(t) - \bar{P}_a^{(s)})^2}{(L-1)},$$

$$a = 1, \dots, m.$$

Первая главная компонента  $\psi^{(s)}(t)$  вычисляется по формуле:

$$\psi^{(s)}(t) = \sum_{\alpha=1}^m \theta_{\alpha}^{(s)} q_{\alpha}^{(s)}(t). \quad (7)$$

Здесь  $m$ -мерный вектор  $\theta^{(s)} = (\theta_1^{(s)}, \dots, \theta_m^{(s)})^T$  является собственным вектором корреляционной матрицы  $\Phi(s)$ , соответствующим максимальному собственному числу. Определим скалярный временной ряд адаптивной первой главной компоненты  $\psi(t)$  в скользящем окне длиной  $L$  отсчетов по формуле:

$$\psi(t) = \begin{cases} \psi^{(L-1)}(t), & 0 \leq t \leq (L-1) \\ \psi^{(t)}(t), & t \geq L \end{cases}. \quad (8)$$

Операции, представленные формулами (5)–(7), осуществляются независимо в каждом временном окне длиной  $L$  отсчетов. Таким образом, в пределах 1-го временного окна адаптации временной ряд  $\psi(t)$  состоит из значений, рассчитанных по (7), тогда как для всех последующих вре-

менных индексов равен значению (7), соответствующему наиболее правому концу временного окна, то есть за пределами 1-го окна адаптации  $\psi(t)$  зависит только от прошлых значений  $P(t)$ .

На рис. 4 представлены графики временного ряда длины дня (LOD – length of day), характеризующего неравномерность вращения Земли и главной компоненты ежесуточных временных рядов 3 свойств ( $En, \Delta\alpha, \alpha^*$ ) в скользящем окне адаптации длиной  $L = 182$  сут (полгода). Данные о длине суток взяты из базы данных International Earth rotation and Reference systems Service (IERS) по адресу <https://hpiers.obspm.fr/iers/eop/eopc04/eopc04.62-now>.

### ОЦЕНКА СПЕКТРА КОГЕРЕНТНОСТИ

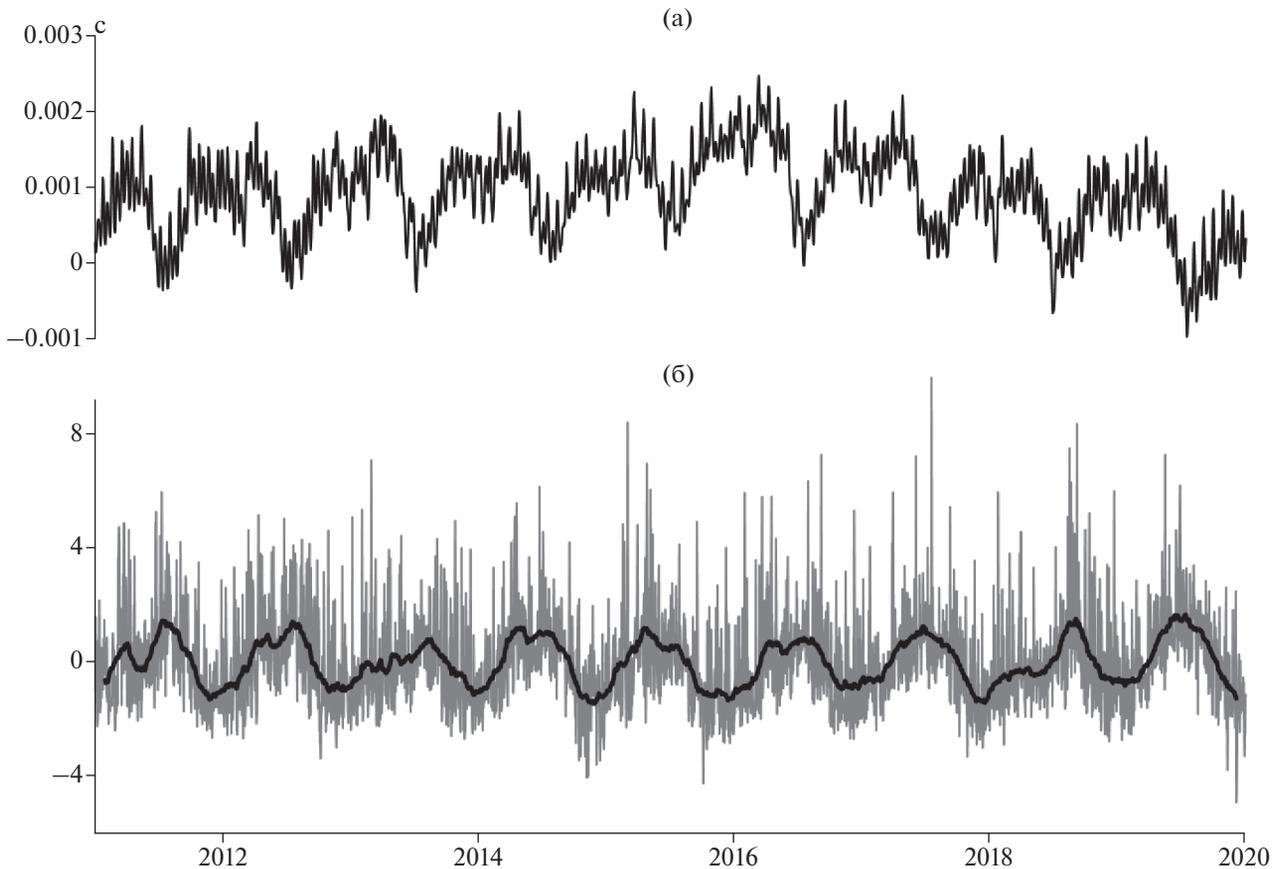
Для анализа связи между свойствами сейсмического шума и неравномерностью вращения Земли воспользуемся аппаратом вычисления спектра когерентности между временным рядом LOD и первой главной компонентой.

На рис. 5 представлена частотно-временная диаграмма эволюции квадратичного спектра когерентности между 2 временными рядами, графики которых представлены на рис. 3. Оценка была произведена в скользящем временном окне длиной 182 сут со смещением 5 сут с использованием 2-мерной векторной авторегрессионной модели 5-го порядка [Marple, 1987] с предварительным удалением линейных трендов и переходом к приращениям. Этот подход уже был использован в работах [Lyubushin, 2020a; 2020b] при анализе трендов свойств глобального сейсмического шума и их связей с неравномерностью вращения Земли. Из рис. 5 видно, что всплески когерентности сосредоточены в узкой частотной полосе с периодами от 11 до 14 сут.

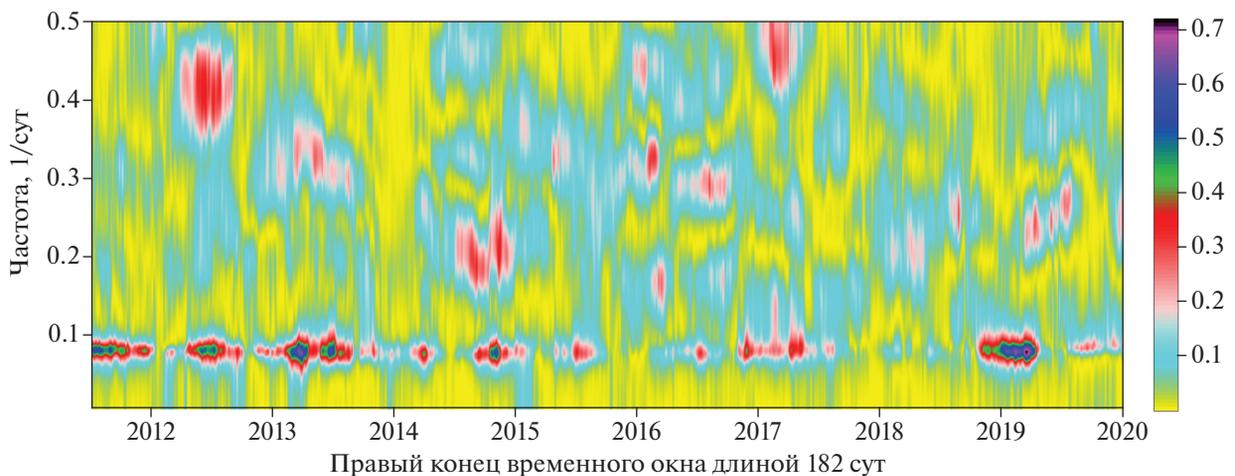
На рис. 6 представлены графики максимумов всплесков когерентности в каждом временном окне для периодов от 11 до 14 сут и график логарифма энергии (джоули), выделившейся в результате сейсмических событий в Камчатском регионе также в скользящем временном окне длиной 182 сут со смещением 5 сут.

На рис. 6 визуально заметно, что кривая логарифма выделившейся энергии часто запаздывает относительно кривой максимумов спектра когерентности при их оценивании в скользящем временном окне длиной 182 сут со смещением 5 сут. Оценим количественно это смещение путем вычисления кросскорреляционной функции, график которой представлен на рис. 7.

На рис. 7 значения кросскорреляционной функции берутся с временным сдвигом от  $-250$  до  $250$  сут ( $\pm 50$  отсчетов с шагом по времени 5 сут). Максимум коэффициента корреляции между величинами максимальной когерентности вари-



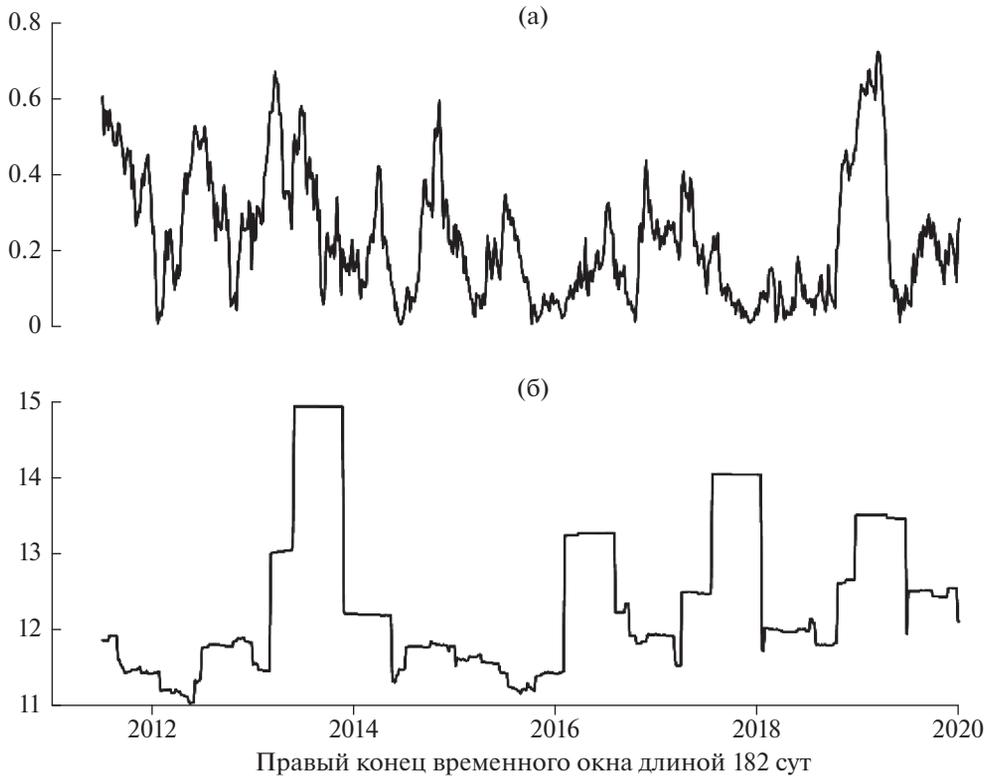
**Рис. 4.** (а) – Временной ряд длины суток (LOD); (б) – первая главная компонента 3 ежесуточных медианных значений сейсмического шума на Камчатке, вычисленная в окне длиной 182 сут; толстой линией представлены значения скользящего среднего в окне длиной 57 сут.



**Рис. 5.** Частотно-временная диаграмма квадратичного спектра когерентности между LOD и первой главной компонентой 3-х свойств сейсмического шума в скользящем временном окне длиной 182 сут со смещением 5 сут.

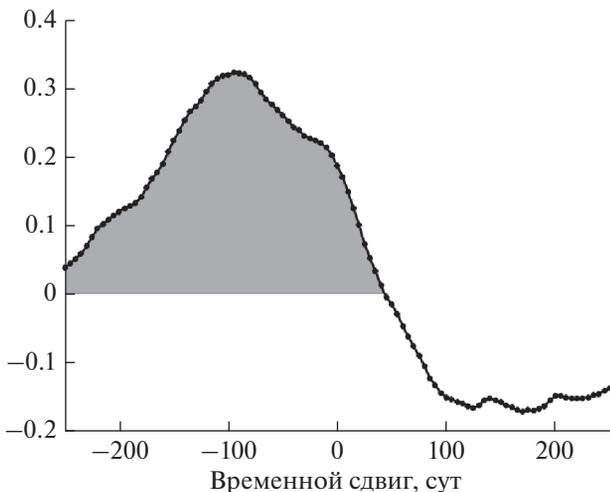
ций LOD и сейсмического шума приходится на 95 сут (19 сдвигов по времени), показывая, что “в среднем” эффект увеличения их когерентности опережает выделение сейсмической энергии в Камчатском регионе.

Из графиков на рис. 6 заметно, что временной сдвиг между сравниваемыми кривыми является не постоянным, а может изменяться. Дополним среднюю оценку взаимной корреляции, представленную на рис. 7, аналогичной оценкой в



**Рис. 6.** (а) – Максимум квадрата когерентности между LOD и первой главной компонентой 3-х ежесуточных свойств сейсмического шума; (б) – десятичный логарифм энергии (джоули), выделившейся в результате сейсмических событий в прямоугольной области  $50^{\circ}$ – $60^{\circ}$  с.ш. и  $153^{\circ}$ – $170^{\circ}$  в.д. (<https://www.usgs.gov/>; <http://glob.emsd.ru/>).

скользящем временном окне. Следует отметить, что в наших оценках уже присутствует временное окно длиной 182 сут. Назовем его “коротким”.

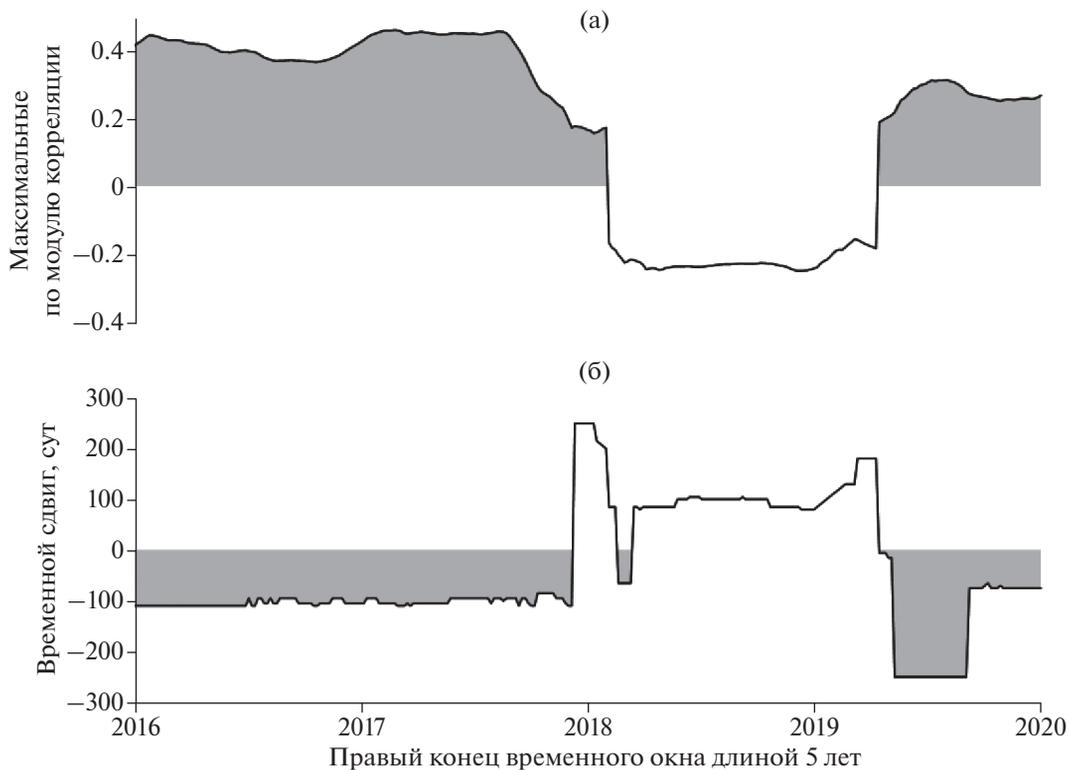


**Рис. 7.** Коэффициенты корреляции между логарифмом энергии, выделившейся в результате сейсмических событий в Камчатском регионе в скользящем окне длиной 182 сут со смещением 5 сут, и максимальным значением квадратичного спектра когерентности между LOD и первой главной компонентой 3-х ежесуточных медианных свойств сейсмического шума.

Теперь же мы хотим получить оценки взаимной корреляции в “длинном” временном окне, которое состоит из некоторого числа “коротких” окон. При выборе “длинного” окна следует учитывать, что когерентности получены путем оценки в “коротких” временных окнах длиной 182 сут, взятых со смещением 5 суток. Таким образом, если взять смежные  $L$ -значений когерентностей, то размерная длина “длинного” временного окна будет равна  $N = 182 + (L - 1) \times 5$  сут. При выборе  $L = 330$  значение  $N = 1827$  сут. Число дней в 5 смежных годах равно 1826 или 1827 сут с учетом того, что в каждом интервале длиной 5 лет либо один, либо два года являются високосными. Поэтому выбор  $L = 330$  обеспечивает длину временного окна 5 лет с большой точностью.

На рис. 8а представлен график изменения максимальных значений коэффициента корреляции между когерентностями и логарифмами выделившейся энергии в скользящем временном окне длиной 330 смежных значений (примерно 5 лет) с минимальным смещением в одно значение (5 сут). Максимумы берутся по взаимным временным сдвигам внутри “большого окна”  $\pm 50$  отсчетов с шагом по времени 5 сут.

Что же касается оценки временного сдвига, реализующего максимум модуля взаимной корреляции



**Рис. 8.** (а) – График максимального по модулю коэффициента корреляции между когерентностями и логарифмами выделившейся энергии в окне длиной 5 лет при возможных сдвигах от  $-250$  до  $250$  сут; (б) – график сдвига в сутках внутри временного окна длиной 5 лет, реализующего максимальные значения модуля коэффициента корреляции, заштрихованы отрицательные значения временного сдвига, соответствующие опережению всплесками когерентности выделению сейсмической энергии.

ляции, то она представлена на графике на рис. 8б. Из этого графика видно, что в течение большей части рассматриваемого интервала временной сдвиг является отрицательным, что соответствует опережению всплесками когерентности выделения сейсмической энергии. Следует отметить, что медианное значение оптимальных временных сдвигов на рис. 8б равно 95 сут, то есть равно значению, реализующему максимум средней взаимной корреляции на рис. 7.

## ВЫВОДЫ

Разработан метод, позволяющий исследовать частотно-временную связь между набором медианных свойств сейсмического шума, регистрируемого сетями сейсмических станций в заданном регионе и временным рядом длины суток, характеризующим неравномерность вращения Земли. В результате применения метода к данным непрерывной регистрации в течение 2011–2019 гг. сейсмического шума на сети станций на Камчатке, получен временной ряд всплесков когерентности при оценке в скользящем временном окне длиной полгода. Кросскорреляционный анализ ва-

риаций максимумов когерентности и логарифма энергии, выделившейся в результате сейсмических событий в Камчатском регионе, во временном окне той же длины обнаружил преимущественное запаздывание интенсивности сейсмического процесса относительно изменений когерентности. Этот факт интерпретируется как проявление триггерного воздействия неравномерности вращения Земли на сейсмический процесс.

## ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, грант № 18-05-00133.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Айвазян С.А., Бухштабер В.М., Енюков И.С., Мешалкин Л.Д.* Прикладная статистика. Классификация и снижение размерности. М.: Финансы и статистика. 1989.
- Губерман Ш.А.* D-волны и неравномерность вращения Земли // Докл. АН СССР. 1976. Т. 230. № 4. С. 811–814.

- Касимова В.А., Копылова Г.Н., Любушин А.А.* Вариации параметров фонового сейсмического шума на стадиях подготовки сильных землетрясений в Камчатском регионе // *Физика Земли*. 2018. № 2. С. 269–283.
- Левицкий Л.С., Рыхлова Л.В., Сидоренков Н.С.* Южное колебание Эль-Ниньо и неравномерность вращения Земли // *Астрон. журн.* 1995. Т. 72. Вып. 2. С. 272–276.
- Любушин А.А.* Анализ данных систем геофизического и экологического мониторинга. М.: Наука. 2007. 228 с.
- Любушин А.А.* Тренды и ритмы синхронизации мультифрактальных параметров поля низкочастотных микросейсм // *Физика Земли*. 2009. № 5. С. 15–28.
- Любушин А.А.* Анализ когерентности глобального сейсмического шума, 1997–2012 // *Физика Земли*. 2014. № 3. С. 18–27.
- Любушин А.А., Копылова Г.Н., Касимова В.А., Таранова Л.Н.* О свойствах поля низкочастотных шумов, зарегистрированных на Камчатской сети широкополосных сейсмических станций // *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле*. 2015. № 2. Вып. 26. С. 20–36. [http://www.kscnet.ru/kraesc/2015/2015\\_26/art3.pdf](http://www.kscnet.ru/kraesc/2015/2015_26/art3.pdf)
- Милоков В.К., Виноградов М.П., Миронов А.П., Мясников А.В., Перельгин Н.А.* Собственные колебания Земли, возбужденные тремя крупнейшими землетрясениями последнего десятилетия, по деформационным наблюдениям // *Физика Земли*. 2015. № 2. С. 21–36.
- Сасорова Е.В., Левин Б.В.* О связи вариаций скорости вращения Земли и ее сейсмической активности. Вступление Земли в новую фазу уменьшения угловой скорости вращения // *Вестник КРАУНЦ. Физ.-мат. науки*. 2017. № 4(20). С. 91–100. <https://doi.org/10.18454/2079-6641-2017-20-4-91-100>
- Сидоренков Н.С.* Атмосферные процессы и вращение Земли. СПб.: Гидрометеиздат. 2002. 366 с.
- Соболев Г.А.* Сейсмический шум. М.: ООО “Наука и образование”. 2014. 272 с.
- Чебров В.Н.* Региональная система сейсмического мониторинга. Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Тр. Четвертой научно-техн. конф. Обнинск: ГС РАН. 2013. С. 8–15.
- Чебров В.Н., Дроздин Д.В., Кугаенко Ю.А. и др.* Система детальных сейсмологических наблюдений на Камчатке в 2011 г. // *Вулканология и сейсмология*. 2013. № 1. С. 18–40.
- Bendick R., Bilham R.* Do weak global stresses synchronize earthquakes? // *Geophys. Res. Lett.* 2017. V. 44. P. 8320–8327. <https://doi.org/10.1002/2017GL074934>
- Feder J.* *Fractals*. London, New York: Plenum Press. 1988. (Русский перевод: Федер Е. Фракталы. М.: Мир. 1991. 254 с.)
- Levin B.W., Sasorova E.V., Steblou G.M., Domanski A.V., Prytkov A.S., Tsyba E.N.* Variations of the Earth’s rotation rate and cyclic processes in geodynamics // *Geodesy and Geodynamics*. 2017. № 8. P. 206–212. <https://doi.org/10.1016/j.geog.2017.03.007>
- Lyubushin A.A.* Multifractal Parameters of Low-Frequency Microseisms In: *Geoplanet: Earth and Planetary Sciences, Synchronization and Triggering: from Fracture to Earthquake Processes* / V. de Rubeis, Z. Czechowski and R. Teisseyre (Eds.). Berlin: Springer. 2010. P. 253–272. [https://doi.org/10.1007/978-3-642-12300-9\\_15](https://doi.org/10.1007/978-3-642-12300-9_15)
- Lyubushin A.A.* Prognostic Properties of Low-Frequency Seismic Noise // *Nat. Sci.* 2012. V. 4. P. 659–666. <https://doi.org/10.4236/ns.2012.428087>
- Lyubushin A.A.* How Soon Would the Next Mega-Earthquake Occur in Japan? // *Nat. Sci.* 2013. № 5. P. 1–7. <https://doi.org/10.4236/ns.2013.58A1001>
- Lyubushin A.A.* Dynamic Estimate of Seismic Danger Based on Multifractal Properties of Low-Frequency Seismic Noise // *Nat. Hazards*. 2014. V. 70. P. 471–483. <https://doi.org/10.1007/s11069-013-0823-7>
- Lyubushin A.* Synchronization of Geophysical Fields Fluctuations. Complexity of Seismic Time Series. Measurement and Applications / T.Chelidze, L. Telesca, F. Vallianatos (Eds.). Oxford, Cambridge, Amsterdam: Elsevier. 2018. Ch. 6. P. 161–197. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-813138-1.00006-7>
- Lyubushin A.A.* Trends of Global Seismic Noise Properties in Connection to Irregularity of Earth’s Rotation // *Pure Appl. Geophys.* 2020a. V. 177. № 2. P. 621–636. <https://doi.org/10.1007/s00024-019-02331-z>
- Lyubushin A.* Connection of Seismic Noise Properties in Japan and California with Irregularity of Earth’s Rotation // *Pure Appl. Geophys.* 2020b. V. 177. P. 4677–4689. <https://doi.org/10.1007/s00024-020-02526-9>
- Lyubushin A.A.* Seismic Noise Wavelet-Based Entropy in Southern California // *J. Seismology*. 2020c. <https://doi.org/10.1007/s10950-020-09950-3>
- Mallat S.A.* *Wavelet Tour of Signal Processing*. Second edition. Academic Press. San Diego, London, Boston, New York, Sydney, Tokyo, Toronto. 1999. (Русский перевод: Малла С. Вейвлеты в обработке сигналов. М.: Мир. 2005).
- Marple S.L.* *Digital spectral analysis with applications*. Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey. 1987. (Русский перевод: Марпл С.Л. Цифровой спектральный анализ и его приложения. М.: Мир. 1990. 584 с.)
- Jolliffe I.T.* *Principal Component Analysis*. Springer-Verlag. 1986. <https://doi.org/10.1007/b98835>
- Shanker D., Kapur N., Singh V.* On the spatio temporal distribution of global seismicity and rotation of the Earth – A review // *Acta Geod. Geoph. Hung.* 2001. V. 36. P. 175–187. <https://doi.org/10.1556/AGeod.36.2001.2.5>
- Zotov L., Sidorenkov N.S., Bizouard C., Shum C.K., Shen W.* Multichannel singular spectrum analysis of the axial atmospheric angular momentum // *Geodesy and Geodynamics*. 2017. V. 8. № 6. P. 433–442. <https://doi.org/10.1016/j.geog.2017.02.010>

## The Relationship between Multifractal and Entropy Properties of Seismic Noise in Kamchatka and Irregularity of the Earth's Rotation

A. A. Lyubushin<sup>a,\*</sup>, G. N. Kopylova<sup>b,\*\*</sup>, and Yu. K. Serafimova<sup>b,\*\*\*</sup>

<sup>a</sup>*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123242 Russia*

<sup>b</sup>*Kamchatka Branch, Federal Research Center "Geophysical Survey of the Russian Academy of Sciences", Petropavlovsk-Kamchatskii, 683006 Russia*

\**e-mail: lyubushin@yandex.ru*

\*\**e-mail: gala@emsd.ru*

\*\*\**e-mail: yulka@emsd.ru*

The relationship between the properties of seismic noise continuously recorded by the network of 21 broadband seismic stations in Kamchatka during nine years of observations (2011–2019) and the nonuniform rotation of the Earth is studied. The daily time series of the median values calculated over all network stations are analyzed for three parameters of noise: the multifractal singularity spectrum carrier width, the generalized Hurst exponent, and the minimum entropy of the distribution of the squared orthogonal wavelet coefficients. For identifying the common components in the variations of these parameters, their adaptive first principal component was calculated in a half-year moving window. The quadratic coherence spectrum between the first principal component of the properties of seismic noise and the time series of the length of the day was calculated in a 128-day moving time window. The time-frequency diagram of the coherence spectrum characterized by a sequence of coherence bursts concentrated in a narrow frequency band with periods from 11 to 14 days is analyzed. The time delays between the coherence bursts and the release of seismic energy in Kamchatka are estimated in a 5-year moving time window.

*Keywords:* seismic noise, multifractals, entropy, principal component analysis method, coherence, nonuniformity of the Earth's rotation

УДК 550.34

## КОММЕНТАРИЙ К СТАТЬЕ А.А. ЛЮБУШИНА, Г.Н. КОПЫЛОВОЙ, Ю.К. СЕРАФИМОВОЙ “СВЯЗЬ МУЛЬТИФРАКТАЛЬНЫХ И ЭНТРОПИЙНЫХ СВОЙСТВ СЕЙСМИЧЕСКОГО ШУМА НА КАМЧАТКЕ С НЕРАВНОМЕРНОСТЬЮ ВРАЩЕНИЯ ЗЕМЛИ”

© 2021 г. В. А. Салтыков\*

*Камчатский филиал Федерального исследовательского центра “Единая геофизическая служба РАН”,  
г. Петропавловск-Камчатский, Россия*

*\*E-mail: salt@emsd.ru*

Поступила в редакцию 04.08.2020 г.

После доработки 17.09.2020 г.

Принята к публикации 10.10.2020 г.

В комментарии к статье рассматривается проблема кондиционности исходных сейсмологических данных нестандартного низкочастотного диапазона с точки зрения метрологии, а также ставится под сомнение обоснованность получаемых результатов. Последний аспект связывается с полным отсутствием в работе А.А. Любушина с соавторами оценок доверительных интервалов в рассчитываемых статистиках, что не соответствует общепринятым подходам к представлению результатов обработки экспериментальных данных. Без проведения таких оценок авторами был сделан необоснованный вывод о коррелированности процессов и, как следствие, о триггерном воздействии неравномерности вращения Земли на сейсмический процесс.

*Ключевые слова:* сейсмический шум, неравномерность вращения Земли, триггерный эффект.

**DOI:** 10.31857/S0002333721020101

Статья продолжает многолетнюю серию работ А.А. Любушина (с соавторами или единолично) по исследованию вариаций низкочастотного сейсмического шума. Последние публикации автора (одна из них упоминается в статье) посвящены исследованию связи сейсмического шума с неравномерностью вращения Земли. Рассматриваемая статья в целом следует логике построения статьи Любушина А.А. [Lyubushin, 2020] и представляет результаты, полученные по камчатским данным, что, безусловно, представляет интерес.

Следует отметить, что разрабатываемый подход к анализу сейсмических сигналов в нетрадиционно низком диапазоне частот является уникальным опытом авторского коллектива, возглавляемого А.А. Любушиным, и результаты этой продолжительной работы стимулируют широкое применение такого подхода в сейсмологической практике вплоть до рутинной обработки. Именно по этой причине хотелось бы остановиться на кондиционности исходных данных с точки зрения метрологии, а также обоснованности получаемых результатов. Последний аспект связывается с полным отсутствием в работах А.А. Любушина с соавторами оценок доверительных интервалов в рассчитываемых статистиках, что не соответству-

ет общепринятым подходам к представлению результатов обработки экспериментальных данных.

### ПРАВОМЕРНОСТЬ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ НЕСЕРТИФИЦИРОВАННОГО ЧАСТОТНОГО ДИАПАЗОНА В СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

Во всех работах А.А. Любушина с соавторами, связанных со статистическим анализом низкочастотного сейсмического шума, рассматриваются сигналы в частотном диапазоне существенно ниже заявленного в характеристиках используемых сейсмометров. В частности, в этой статье речь идет о периодах от 2 до 1000 мин, а нижняя частота для сейсмометра CMG-6TD –  $f = 0.033$  Гц, что соответствует периоду  $T = 30$  с. Отметим, что большинство исходных данных получено на станциях именно с сейсмометрами CMG-6TD (12 станций из 21 используемых [Касимова и др., 2018]). Авторы не утаивают эту проблему и пытаются как-то обосновать свой подход. К сожалению, их аргументация представляется недостаточно убедительной.

Прежде всего, бросается в глаза основной тезис: “Здесь мы исходим из предположения, что ап-

паратурные ограничения по низкой частоте сигнала приводятся исключительно для корректного отображения движений грунта при отдельных землетрясениях... Следует заметить, что разработчиками ... аппаратуры не рассматривались задачи использования ... сейсмических записей в более широком диапазоне частот. ... Мы полагаем, что при решении задач геофизического мониторинга имеется принципиальная возможность более широкого применения ... аппаратуры, превышающая формальные ограничения на рабочую полосу частот". И в соответствии с этими абсолютно неоспорными тезисами проводится весь последующий анализ. Интересно, что авторы не приводят ни одной ссылки на работы специалистов в области сейсмологии. И тогда становится неясным, на каком основании базируются их "исходим" и "полагаем". А ведь проблемой состава регистрируемого шума, включающего помимо природной компоненты также инструментальную, занимаются очень плотно, если судить по публикациям (Для примера, см. библиографический список к монографии [Кислов, Гравиров, 2013]). И эта инструментальная компонента может быть вызвана множеством причин, начиная с температурных колебаний и прямого воздействия флуктуаций атмосферного давления, но не ограничиваясь ими. Причем, "чем длиннее период сейсмического явления, который мы хотим адекватно фиксировать, тем больше влияние на приборы окружающей среды" [Кислов, Гравиров, 2013, с. 190]. И тогда возникает вопрос: а попадают ли отфильтрованные авторами низкочастотные компоненты зарегистрированных сигналов в динамический диапазон сейсмометра? В другой формулировке этот вопрос можно задать так: а является ли низкочастотный шум, анализируемый в статьях А.А. Любушина с соавторами, СЕЙСМИЧЕСКИМ?

Авторы, очевидно, не игнорируют этот вопрос. Но не делают никаких расчетных оценок, касающихся величины смещений, вызывающих выделенные низкочастотные сигналы. Для обоснования своей позиции они выбирают косвенный подход — демонстрацию низкочастотных компонент, соответствующих собственным колебаниям Земли в спектрах мощности сигнала (рис. 2 в статье). Комментарии этих графиков в статье минимальны и несодержательны: "видно" и хорошо. Предлагается посмотреть на эти графики под несколько другим углом. Прежде всего, заметим (авторы на это не указывают) что 7 из 8 приведенных графиков на рис. 2 соответствуют сейсмометрам CMG-6TD. График PET относится к сейсмометру STS-1 сейсмостанции Петропавловск, входящему в комплект оборудования IRIS, что уже говорит о многом касательно его помехозащищенности, хотя есть сведения [https://www.iris.edu/hq/programs/gsn/quality] об ухудшении качества данных в процессе эксплуатации. Так вот эта, вероятно,

лучшая из используемых станций не имеет в спектре максимума "с периодом, близким к 60 минутам". Да, на остальных графиках этот максимум присутствует в 6 случаях из 7, но амплитуды этого максимума различаются на 2 порядка, что было бы вряд ли возможно при регистрации единого деформационного процесса, каким является основная сфероидальная мода  ${}_0S_2$  собственных колебаний Земли с периодом 54 мин. Тем более это никак не объясняет отсутствие подобного максимума на двух станциях. По тем же причинам невозможно относиться к "набору монохроматических гармоник" как к "соответствующему различным модам собственных колебаний".

Если вышеизложенная аргументация верна, то следует признать, что авторы не предоставили доказательств того, что анализируемый ими сигнал является сейсмическим. И в этом случае имеет смысл предположить, что выявляемые авторами эффекты могут связываться не с сейсмическим шумом, отражающим деформированное состояние твердой среды, а с комплексным прямым воздействием окружающей среды (включая, возможно, в первую очередь атмосферу) на работу сейсмометра. Тогда на настоящем этапе рассматриваемых исследований логично было бы убрать "сейсмический" из "низкочастотного сейсмического шума".

#### ОБ ОБОСНОВАННОСТИ ОСНОВНОГО РЕЗУЛЬТАТА СТАТЬИ

Основным результатом статьи представляется обнаруженный авторами эффект "запаздывания интенсивности сейсмического процесса относительно изменений когерентности", интерпретируемый "как проявление триггерного воздействия неравномерности вращения Земли на сейсмический процесс".

В первую очередь обратим внимание на величину максимума корреляции  $\rho = 0.32$  между логарифмом энергии и значением квадратичного спектра когерентности на рис. 7. С учетом того, что исходные ряды данных имеют продолжительность 9 лет, а используемое скользящее окно составило  $\frac{1}{2}$  года (182 сут), то есть число степеней свободы равно  $n = 18$ , возникает вопрос, а говорит ли в таком случае полученное значение корреляции  $\rho = 0.32$  о коррелированности двух рассматриваемых рядов?

Полученное значение 0.32 находится внутри доверительного интервала  $[-r, r]$  для  $\rho = 0$ :  $r = 0.40$  при доверительной вероятности  $\alpha = 0.9$  и  $n = 18$  [Большев, Смирнов, 1965]. То есть в представленном случае можно говорить об отсутствии корреляции между двумя рассматриваемыми рядами. Но тогда теряет смысл сама оценка временного сдвига максимума корреляции.

Это остается верным и для рассмотрения корреляции в окне 5 лет (рис. 8). Учитывая, что здесь  $n = 5 \text{ лет}/182 \text{ сут} = 10$ , для той же доверительной вероятности определяется  $r = 0.55$  [Большев, Смирнов, 1965]. И тогда график максимального по модулю коэффициента корреляции (рис. 8а) ни разу не выходит за пределы  $[-r, r]$ .

Здесь нужно сделать еще одно замечание. Так называемая “нормальная” корреляция обычно применяется для рядов с нормальным (или похожим на нормальное) распределением. Но к рассматриваемому случаю это не относится: представленный на рис. 6б ряд, очевидно, не имеет нормального распределения. В этом случае имело бы смысл использовать один из методов расчета ранговой корреляции и соответствующие оценки ее значимости. По фактуре (рис. 6, рис. 8) очевидно, что величина определенного авторами сдвига максимума корреляции обусловлена лишь сдвигом максимума энергии в интервале относительно когерентности в его окрестности. Это соответствует наиболее активному 2013 г. на графике 6, а на рис. 8 объясняет резкое изменение сдвига, как только меняется максимум полугодовой энергии в 5-летнем окне. Но именно эти максимумы делают ряды существенно ненормальными и запрещают использование классической корреляции.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На настоящий момент вопрос о возможности использования несертифицированного частот-

ного диапазона сейсмических станций для анализа именно сейсмического шума остается открытым. Это ни в коей мере не делает бессмысленным разрабатываемое А.А. Любушиным с соавторами направление статистического анализа непрерывных потоков данных, которые являются результатом влияния множества факторов, не ограниченного деформационным полем Земли.

Без проведения оценки статистической значимости корреляции авторами был сделан необоснованный вывод о коррелированности процессов и, как следствие, о триггерном эффекте. Возможно, при должном расчете кросскорреляции будут получены корректные результаты, но в настоящий момент основной результат статьи нельзя признать состоятельным.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Большев Л.Н., Смирнов Н.В. Таблицы математической статистики. М.: Наука. 1965.
- Касимова В.А., Копылова Г.Н., Любушин А.А. Вариации параметров фонового сейсмического шума на стадиях подготовки сильных землетрясений в Камчатском регионе // Физика Земли. 2018. № 2. С. 269–283.
- Кислов К.В., Гравиров В.В. Исследование влияния окружающей среды на шум широкополосной сейсмической аппаратуры. Вычислительная сейсмология. Вып. 42. М.: КРАСАНД. 2013. 240 с.
- Lyubushin A. Connection of Seismic Noise Properties in Japan and California with Irregularity of Earth's Rotation // Pure Appl. Geophys. 2020.  
<https://doi.org/10.1007/s00024-020-02526-9>

## Comment on the paper “Relationship between Multifractal and Entropy Properties of Seismic Noise in Kamchatka and Irregularity of the Earth's Rotation” by A.A. Lyubushin, G.N. Kopylova, and Yu.K. Serafimova

V. A. Saltykov\*

*Kamchatka Branch, Federal Research Center “Geophysical Survey of the Russian Academy of Sciences”,  
Petropavlovsk-Kamchatskii, 683006 Russia*

*\*e-mail: salt@emsd.ru*

In the comments to the article, the problem of conditioning the initial seismological data of a non-standard low-frequency range from the point of view of metrology is considered. Also the validity of the results obtained is questioned. The latter aspect is associated with the complete absence of the author's estimates of confidence intervals in the calculated statistics, which does not correspond to the generally accepted approaches to the presentation of the results of experimental data processing. Without such estimates, A.A. Lyubushin et al. made an unjustified conclusion about the correlation of processes and, as a consequence, about the trigger effect of the irregularity of Earth's rotation on the seismic process.

*Keywords:* seismic noise, irregularity of Earth's rotation, trigger effect

УДК 550.34

## ОТВЕТ НА ЗАМЕЧАНИЯ В.А. САЛТЫКОВА К СТАТЬЕ А.А. ЛЮБУШИНА, Г.Н. КОПЫЛОВОЙ, Ю.К. СЕРАФИМОВОЙ “СВЯЗЬ МУЛЬТИФРАКТАЛЬНЫХ И ЭНТРОПИЙНЫХ СВОЙСТВ СЕЙСМИЧЕСКОГО ШУМА НА КАМЧАТКЕ С НЕРАВНОМЕРНОСТЬЮ ВРАЩЕНИЯ ЗЕМЛИ”

© 2021 г. А. А. Любушин<sup>1, \*</sup>, Г. Н. Копылова<sup>2, \*\*</sup>

<sup>1</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

<sup>2</sup>Камчатский филиал Федерального исследовательского центра “Единая геофизическая служба РАН”, г. Петропавловск-Камчатский, Россия

\*E-mail: lyubushin@yandex.ru

\*\*E-mail: gala@emsd.ru

Поступила в редакцию 17.09.2020 г.

После доработки 22.09.2020 г.

Принята к публикации 12.10.2020 г.

DOI: 10.31857/S0002333721020058

Замечания В.А. Салтыкова сводятся к двум пунктам:

1. Можно ли использовать записи на широкополосных станциях для анализа свойств сейсмического шума в диапазоне периодов, выходящем формально за те пределы, которые указаны в технических паспортах к этим приборам?

2. Можно ли использовать классический коэффициент корреляции Пирсона для оценки сдвига сигналов друг относительно друга в случае, когда один или даже оба сигнала распределены не по нормальному закону.

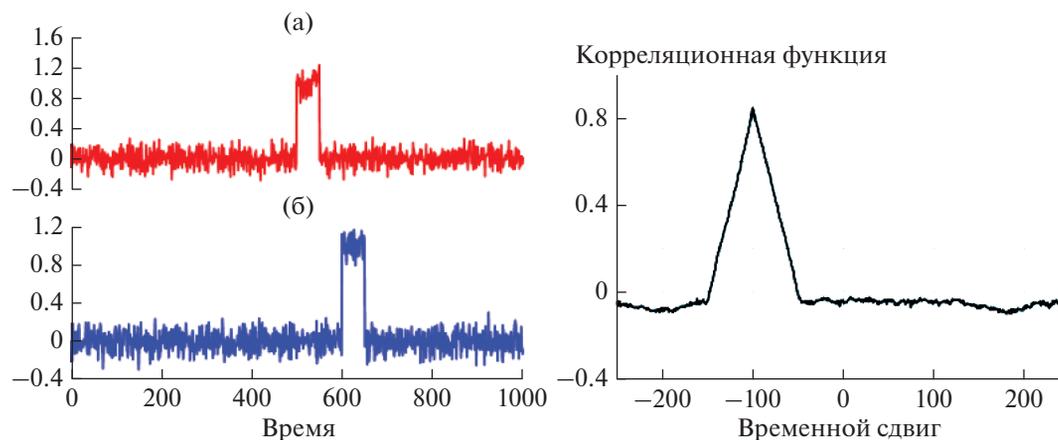
Ответим по каждому пункту:

1. Переход в низкочастотную часть спектра резко повышает долю прогностической информации в записях. Первоначально это было обнаружено в работах [Соболев и др., 2005; 2008; Любушин, Соболев, 2006; Соболев, Любушин, 2006; 2007; Любушин, 2008; Sobolev, Lyubushin, 2007; Sobolev et al., 2010]. Именно анализ мультифрактальных свойств низкочастотного сейсмического шума позволил дать заблаговременный прогноз мегаземлетрясения в Японии 11.03.2011 г. [Любушин, 2009; 2010; 2011; Lyubushin, 2010]. Обобщение этого опыта привело к созданию целого инструментария анализа сейсмического фона Земли, который детально изложен в работах [Любушин, 2014; 2016; Lyubushin, 2011; 2013; 2014; 2015; 2017; 2018a; 2018b; 2020c], посвященных анализу свойств синхронизации низкочастотных сейсмических пульсаций планеты в связи с глобальным сейсмическим процессом и подготовкой сильных землетрясений в различных регио-

нах Земли. В работах [Касимова и др., 2018; Любушин и др., 2015] разработанный программный аппарат был применен к анализу сейсмического фона Камчатки, что является предметом данной статьи. В работах [Lyubushin, 2020a; 2020b] с использованием мультифрактальных и энтропийных статистик низкочастотного сейсмического шума (глобального и на региональном уровне, в Японии и Калифорнии) была показана связь их трендов и свойств их синхронизации с неравномерностью вращения Земли, что также связано с тематикой рассматриваемой статьи.

В своих замечаниях В.А. Салтыков пишет: “Статья продолжает многолетнюю серию работ А.А. Любушина (с соавторами или единолично) по исследованию вариаций низкочастотного сейсмического шума”. Это справедливо, но лишь отчасти, поскольку независимо от А.А. Любушина (но часто с использованием программного аппарата, предоставленного им для свободного использования) исследования низкочастотного сейсмического фона в минутном диапазоне периодов были проведены в работах [Соболев, 2011; 2013; 2015a; 2015b; Соболев и др., 2014; 2017; 2020; Соболев, Закржевская, 2019].

Стоит также отметить исследования, в которых сейсмический фон анализировался не в минутном, а в часовом диапазоне периодов [Молоденский, 2015; Молоденский, Молоденский, Бегитова, 2016; Молоденский и др., 2017; Соболев и др., 2018], что является, с точки зрения “строго метрологического подхода”, еще более проблематичным.



**Рис. 1.** Пример двух негауссовских сигналов и оценка временного сдвига между ними с использованием корреляционной функции Пирсона.

Следует ли из комментариев В.А. Салтыкова, что результаты, изложенные в этих публикациях, являются некорректными? Поскольку работы, которые представлены в нашем кратком обзоре, содержат много нетривиальных результатов, раскрывающих детали связей процессов в различных оболочках Земли, в том числе подготавливающих сильные сейсмические события, то мы полагаем, что нет.

Важно отметить, что в работе [Касимова и др., 2018] показано, что характерные изменения статистических параметров низкочастотного сейсмического шума перед наиболее сильными Камчатскими землетрясениями (землетрясения 2013 г. Охотоморское,  $M = 8.3$  и 2016 г. Жупановское,  $M = 7.2$ ) соответствуют изменениям аналогичных параметров шума перед сильнейшими землетрясениями Японии. Такая согласованность показывает, что данные по сравнительно редкой сети камчатских станций вполне пригодны для изучения региональных вариаций сейсмического шума и использования в задачах геофизического мониторинга и прогнозирования землетрясений. Это дает возможность дальнейшего развития подхода, основанного на оценке мультифрактальных и энтропийных характеристик низкочастотного сейсмического шума, к изучению временных вариаций сейсмического шума на основе отечественных данных Геофизической службы РАН, получаемых с сетей широкополосных сейсмических станций в сейсмоактивных районах России.

2. Нормальное распределение выборок, для которых вычисляется коэффициент корреляции Пирсона, полезно лишь для оценки значимости корреляций. В нашей статье речь идет не об оценке статистической значимости линейной связи между логарифмом выделившейся сейсмической

энергии и всплесками меры когерентности между свойствами сейсмического шума и длиной суток, а об оценке временного сдвига между этими двумя процессами. Для получения оценки сдвига нормальность не имеет значения.

Приведем пример, который иллюстрируется на рис. 1. Возьмем две независимые реализации гауссового белого шума со стандартным отклонением 0.1 длиной 1000 отсчетов и внесем в них 2 ступенеобразные аномалии: добавим 1 к отсчетам 500–550 для одного сигнала и к отсчетам 600–650 для второго. Внесение этих аномалий делает сигналы негауссовыми и, кроме того, эти аномалии рассматриваются как сдвинутые друг относительно друга всплески на временной сдвиг в 100 отсчетов. Вычислим для них корреляционную функцию Пирсона, график которой также представлен на рис. 1. Как мы видим, несмотря на негауссовость коррелируемых сигналов, максимум корреляционной функции четко указывает на временной сдвиг  $-100$  отсчетов.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Касимова В.А., Копылова Г.Н., Любушин А.А. Вариации параметров фонового сейсмического шума на стадиях подготовки сильных землетрясений в Камчатском регионе // *Физика Земли*. 2018. № 2. С. 269–283.
- Любушин А.А., Соболев Г.А. Мультифрактальные меры синхронизации микросейсмических колебаний в минутном диапазоне периодов // *Физика Земли*. 2006. № 9. С. 18–28.
- Любушин А.А. Микросейсмический шум в минутном диапазоне периодов: свойства и возможные прогностические признаки // *Физика Земли*. 2008. № 4. С. 17–34.

- Любушин А.А. Тренды и ритмы синхронизации мультифрактальных параметров поля низкочастотных микросейсм // *Физика Земли*. 2009. № 5. С. 15–28.
- Любушин А.А. Статистики временных фрагментов низкочастотных микросейсм: их тренды и синхронизация // *Физика Земли*. 2010. № 6. С. 86–96.
- Любушин А.А. Кластерный анализ свойств низкочастотного микросейсмического шума // *Физика Земли*. 2011. № 6. С. 26–34.
- Любушин А.А. Анализ когерентности глобального сейсмического шума, 1997–2012 // *Физика Земли*. 2014. № 3. С. 18–27.
- Любушин А.А., Копылова Г.Н., Касимова В.А., Таранова Л.Н. О свойствах поля низкочастотных шумов, зарегистрированных на Камчатской сети широкополосных сейсмических станций // *Вестник КРАУНЦ. Сер. Науки о Земле*. 2015. № 2. Вып. 26. С. 20–36. [http://www.kscnet.ru/kraesc/2015/2015\\_26/art3.pdf](http://www.kscnet.ru/kraesc/2015/2015_26/art3.pdf)
- Любушин А.А. Связь полей низкочастотных сейсмических шумов Японии и Калифорнии // *Физика Земли*. 2016. № 6. С. 28–38.
- Молоденский М.С. Временные изменения приливного отклика среды перед Великим Японским землетрясением по данным ближайших к очагу сейсмических станций // *Физика Земли*. 2015. № 3. С. 1–4.
- Молоденский М.С., Молоденский Д.С., Бегитова Т.А. Временные изменения в очаговой зоне Японского землетрясения 11.03.2011 (M = 9) по данным о приливном отклике // *Физика Земли*. 2016. № 2. С. 1–9.
- Молоденский М.С., Молоденский С.М., Молоденский Д.С., Бегитова Т.А. Об устойчивости решения задачи определения временных изменений приливного отклика среды в окрестностях очагов сильнейших землетрясений // *Физика Земли*. 2017. № 3. С. 132–135.
- Соболев Г.А., Любушин А.А., Закржевская Н.А. Синхронизация микросейсмических колебаний в минутном диапазоне периодов // *Физика Земли*. 2005. № 8. С. 3–27.
- Соболев Г.А., Любушин А.А. Микросейсмические импульсы как предвестники землетрясений // *Физика Земли*. 2006. № 9. С. 5–17.
- Соболев Г.А., Любушин А.А. Микросейсмические аномалии перед землетрясением 26 декабря 2004 года на Суматре // *Физика Земли*. 2007. № 5. С. 3–16.
- 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. Низкочастотный сейсмический шум перед землетрясением Тохоку 11 марта 2011 года с магнитудой 9 // *Физика Земли*. 2011. № 12. С. 11–22.
- Соболев Г.А. О некоторых свойствах возникновения и эволюции колебаний Земли после землетрясений // *Физика Земли*. 2013. № 5. С. 12–27.
- Соболев Г.А., Соболев Д.Г., Мигунов И.Н., Закржевская Н.А. Некоторые свойства низкочастотного сейсмического шума // *Физика Земли*. 2014. № 4. С. 15–24.
- Соболев Г.А. Вызванные землетрясениями когерентные колебания Земли // *Физика Земли*. 2015а. № 1. С. 18–27.
- Соболев Г.А. Пульсации собственных колебаний Земли // *Физика Земли*. 2015б. № 3. С. 3–12.
- Соболев Г.А., Закржевская Н.А., Мигунов И.Н., Соболев Д.Г. Миграция пульсаций после землетрясений // *Физика Земли*. 2017. № 4. С. 3–27.
- Соболев Г.А., Закржевская Н.А. Пространственная и временная структура глобального низкочастотного сейсмического шума // *Физика Земли*. 2019. № 4. С. 3–14.
- Соболев Г.А., Закржевская Н.А., Акатова К.Н. Пульсации собственных колебаний Земли после землетрясений в часовом диапазоне периодов // *Физика Земли*. 2018. № 3. С. 3–17.
- Соболев Г.А., Закржевская Н.А., Мигунов И.Н., Соболев Д.Г., Бойков А.Н. Влияние магнитных бурь на низкочастотный сейсмический шум // *Физика Земли*. 2020. № 3. С. 3–28.
- Lyubushin A. Multifractal Parameters of Low-Frequency Microseisms. In: *Synchronization and Triggering: from Fracture to Earthquake Processes*, GeoPlanet: Earth and Planetary Sciences 1 / V. de Rubeis et al. (Eds.). Heidelberg, Berlin: Springer-Verlag. 2010. Ch. 15. P. 253–272. [http://dx.doi.org/10.1007%2F978-3-642-12300-9\\_15](http://dx.doi.org/10.1007%2F978-3-642-12300-9_15)
- Lyubushin A.A. Seismic Catastrophe in Japan on March 11, 2011: Long-Term Prediction on the Basis of Low-Frequency Microseisms // *Izv., Atmos. Oceanic Phys.* 2011. V. 46. № 8. P. 904–921. <https://doi.org/10.1134/S0001433811080056>
- Lyubushin A. Prognostic properties of low-frequency seismic noise // *Natural Science*. 2012. 4. 659–666. <https://doi.org/10.4236/ns.2012.428087>
- Lyubushin A. How soon would the next mega-earthquake occur in Japan? // *Natural Science*. 2013. V. 5. № 8A1. P. 1–7. <https://doi.org/10.4236/ns.2013.58A1001>
- Lyubushin A.A. Dynamic estimate of seismic danger based on multifractal properties of low-frequency seismic noise // *Natural Hazards*. 2014. V. 70. Iss. 1. P. 471–483. <http://dx.doi.org/10.1007%2F978-0-13-0823-7>
- Lyubushin A.A. Wavelet-based coherence measures of global seismic noise properties // *J. Seismology*. 2015. V. 19. № 2. P. 329–340. <https://doi.org/10.1007/s10950-014-9468-6>
- Lyubushin A.A. Long-range coherence between seismic noise properties in Japan and California before and after Tohoku mega-earthquake // *Acta Geodaetica et Geophysica*. 2017. № 52. P. 467–478. <https://doi.org/10.1007/s40328-016-0181-5>
- Lyubushin A. Synchronization of Geophysical Fields Fluctuations. In: *Complexity of Seismic Time Series: Measurement and Applications* / T. Chelidze, L. Telesca, F. Vallianatos (Eds.). Oxford, Cambridge, Amsterdam: Elsevier. 2018a. Ch. 6. P. 161–197. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-813138-1.00006-7>
- Lyubushin A.A. Cyclic Properties of Seismic Noise and the Problem of Predictability of the Strongest Earthquakes in Japanese Islands // *Izv., Atmos. Oceanic Phys.* 2018b.

V. 54. № 10. P. 1460–1469.

<https://doi.org/10.1134/S0001433818100067>

*Lyubushin A.* Trends of Global Seismic Noise Properties in Connection to Irregularity of Earth's Rotation // *Pure Appl. Geophys.* 2020a. № 177. P. 621–636.

<https://doi.org/10.1007/s00024-019-02331-z>

*Lyubushin A.* Connection of Seismic Noise Properties in Japan and California with Irregularity of Earth's Rotation // *Pure Appl. Geophys.* 2020b.

<https://doi.org/10.1007/s00024-020-02526-9>

*Lyubushin A.A.* Seismic Noise Wavelet-Based Entropy in Southern California // *J. Seismology*, 2020c.

<https://doi.org/10.1007/s10950-020-09950-3>

*Sobolev G.A., Lyubushin A.A.* Using modern seismological data to reveal earthquake precursors // *Russ. J. Earth Sci.* 2007. V. 9.

<https://doi.org/10.2205/2007ES000220>

*Sobolev G.A., Lyubushin A.A., Zakrzhevskaya N.A.* Synchronizations of Microseismic Oscillations as the Indicators of the Instability of a Seismically Active Region. Synchronization and Triggering: from Fracture to Earthquake Processes, *Geoplanet: Earth and Planetary Sciences 1* / V. de Rubeis et al. (Eds.). Heidelberg, Berlin: Springer Verlag. 2010. Ch. 14. P. 243–252.

[http://dx.doi.org/10.1007%2F978-3-642-12300-9\\_14](http://dx.doi.org/10.1007%2F978-3-642-12300-9_14)