



<https://doi.org/10.5800/GT-2017-8-1-0234>

## FACTORS INFLUENCING SEISMIC WAVE ATTENUATION IN THE LITHOSPHERE IN CONTINENTAL RIFT ZONES

A. A. Dobrynina<sup>1,2</sup>, V. A. Sankov<sup>1,3,4</sup>, J. Déverchère<sup>5</sup>, V. V. Chechelnytsky<sup>6</sup>

<sup>1</sup> Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS, Irkutsk, Russia

<sup>2</sup> Geological Institute, Siberian Branch of RAS, Ulan-Ude, Russia

<sup>3</sup> Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

<sup>4</sup> Irkutsk Scientific Center, Siberian Branch of RAS, Irkutsk, Russia

<sup>5</sup> Institut Universitaire Européen de la Mer, Université de Bretagne Occidentale, Domaines Océaniques, Plouzané, France

<sup>6</sup> Baikal Branch of Federal Research Center Geophysical Survey of RAS, Irkutsk, Russia

**Abstract:** Attenuation of seismic waves in the crust and the upper mantle has been studied in three global rift systems: the Baikal rift system (Eurasia), the North Tanzanian divergence zone (Africa) and the Basin and Range Province (North America). Using the records of direct and coda waves of regional earthquakes, the single scattering theory [Aki, Chouet, 1975], the hybrid model from [Zeng, 1991] and the approach described in [Wennerberg, 1993], we estimated the seismic quality factor ( $Q_c$ ), frequency parameter ( $n$ ), attenuation coefficient ( $\delta$ ), and total attenuation ( $Q_T$ ). In addition, we evaluated the contributions of two components into total attenuation: intrinsic attenuation ( $Q_i$ ), and scattering attenuation ( $Q_{sc}$ ). Values of  $Q_c$  are strongly dependent on the frequency within the range of 0.2–16 Hz, as well as on the length of the coda processing window. The observed increase of  $Q_c$  with larger lengths of the coda processing window can be interpreted as a decrease in attenuation with increasing depth. Having compared the depth variations in the attenuation coefficient ( $\delta$ ) and the frequency ( $n$ ) with the velocity structures of the studied regions, we conclude that seismic wave attenuation changes at the velocity boundaries in the medium. Moreover, the comparison results show that the estimated variations in the attenuation parameters with increasing depth are considerably dependent on utilized velocity models of the medium. Lateral variations in attenuation of seismic waves correlate with the geological and geophysical characteristics of the regions, and attenuation is primarily dependent on the regional seismic activity and regional heat flow. The geological inhomogeneities of the medium and the age of crust consolidation are secondary factors. Our estimations of intrinsic attenuation ( $Q_i$ ) and scattering attenuation ( $Q_{sc}$ ) show that in all the three studied regions, intrinsic attenuation is the major contributor to total attenuation. Our study shows that the characteristics of seismic wave attenuation in the three different rift systems are consistent with each other, and this may suggest that the lithosphere in the zones of these different rift systems has been modified to similar levels.

**Key words:** Baikal rift system; East African rift system; North American Basin and Range Province ; attenuation of seismic waves; seismic quality factor; seismicity; coda waves; intrinsic attenuation; scattering attenuation; heat flow

### RESEARCH ARTICLE

Recommended by S.V. Rasskazov (Guest Editor)

Received: May 23, 2016

Revised: November 17, 2016

Accepted: January 25, 2017

**For citation:** Dobrynina A.A., Sankov V.A., Déverchère J., Chechelnytsky V.V., 2017. Factors influencing seismic wave attenuation in the lithosphere in continental rift zones. *Geodynamics & Tectonophysics* 8 (1), 107–133. doi:10.5800/GT-2017-8-1-0234.

**Для цитирования:** Добрынина А.А., Саньков В.А., Девершер Ж., Чечельницкий В.В. Факторы, влияющие на затухание сейсмических волн в литосфере в зонах континентального рифтогенеза // *Геодинамика и тектонофизика*. 2017. Т. 8. № 1. С. 107–133. doi: 10.5800/GT-2017-8-1-0234.

## ФАКТОРЫ, ВЛИЯЮЩИЕ НА ЗАТУХАНИЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН В ЛИТОСФЕРЕ В ЗОНАХ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО РИФТОГЕНЕЗА

А.А. Добрынина<sup>1,2</sup>, В.А. Саньков<sup>1,3</sup>, Ж. Девершер<sup>5</sup>, В.В. Чечельницкий<sup>6</sup>

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

<sup>2</sup> Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

<sup>3</sup> Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

<sup>4</sup> Иркутский научный центр СО РАН, Иркутск, Россия

<sup>5</sup> Institut Universitaire Européen de la Mer, Université de Bretagne Occidentale,  
Domaines Océaniques, Брест, Франция

<sup>6</sup> Байкальский филиал ФИЦ ЕГС РАН, Иркутск, Россия

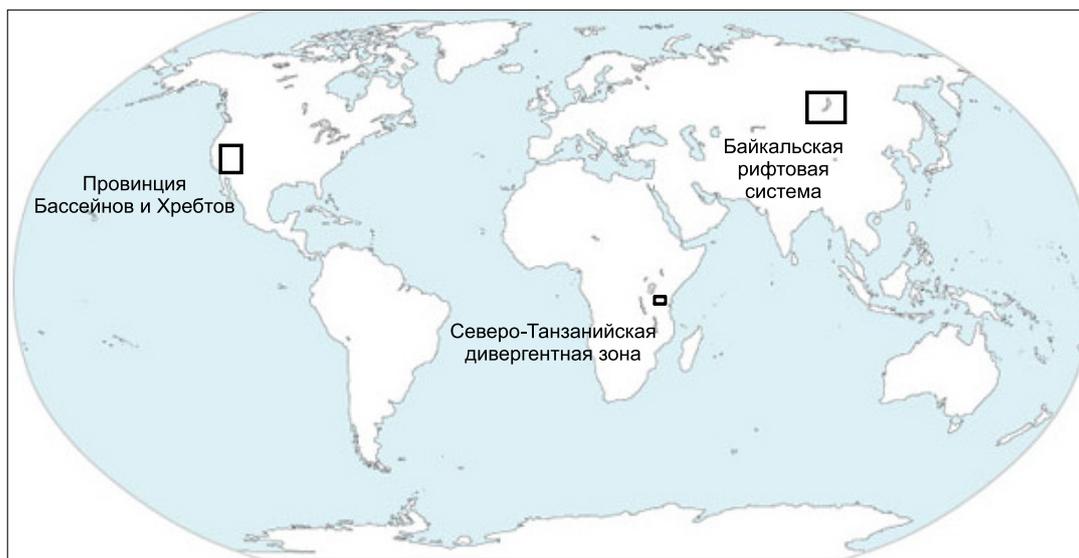
**Аннотация:** Проведено исследование затухания сейсмических волн в земной коре и верхней мантии трех крупных рифтовых систем мира: Байкальской рифтовой системы (Евразия), Северо-Танзанийской дивергентной зоны (Африка) и Провинции Бассейнов и Хребтов (Северная Америка). По записям прямых и кода-волн региональных землетрясений с использованием теории однократного рассеяния [Aki, Chouet, 1975], гибридной модели [Zeng, 1991] и подхода [Wennerberg, 1993] рассчитаны значения сейсмической добротности ( $Q_c$ ), частотного параметра ( $n$ ), коэффициента затухания ( $\delta$ ), общего затухания ( $Q_T$ ), а также проведена оценка вклада двух компонент затухания – внутреннего затухания ( $Q_i$ ) и затухания вследствие рассеяния на неоднородностях среды ( $Q_{sc}$ ) – в общее затухание. Значения  $Q_c$  показывают высокую зависимость от частоты в диапазоне 0.2–16.0 Гц и длины окна обработки коды. Наблюдаемое увеличение  $Q_c$  с увеличением длины окна обработки коды может быть интерпретировано как проявление уменьшения затухания с глубиной. Сопоставление глубинных вариаций коэффициента затухания  $\delta$  и частотного параметра  $n$  со скоростным строением регионов говорит о приуроченности изменений в затухании сейсмических волн к скоростным границам в среде. Вместе с тем опыт такого сопоставления показывает, что результаты оценки глубинных вариаций параметров затухания в значительной степени зависят от применяемой скоростной модели среды. Латеральные вариации затухания сейсмических волн коррелируют с геологическими и геофизическими характеристиками регионов, при этом затухание зависит в первую очередь от сейсмической активности и теплового потока региона. Геологическая неоднородность среды и возраст консолидации коры являются факторами второго порядка. Расчет внутреннего затухания ( $Q_i$ ) и затухания вследствие рассеяния сейсмических волн на неоднородностях среды ( $Q_{sc}$ ) для рассматриваемых рифтовых систем показал, что для всех трех регионов наибольший вклад в общее затухание дает внутреннее затухание. Полученные характеристики затухания сейсмических волн для трех разных рифтовых систем в целом согласуются между собой, что может свидетельствовать о сопоставимых по уровню процессах модификации литосферы в разных рифтовых зонах.

**Ключевые слова:** Байкальская рифтовая система; Восточно-Африканская рифтовая система; Северо-Американская Провинция Бассейнов и Хребтов; затухание сейсмических волн; сейсмическая добротность; сейсмичность; кода-волна; внутреннее затухание; затухание на неоднородностях среды; тепловой поток

### 1. ВВЕДЕНИЕ

Энергия сейсмических волн при распространении в геологической среде с расстоянием постепенно падает. Это явление связано с несколькими факторами – геометрическим расхождением волнового фронта, внутренним затуханием (intrinsic attenuation,  $Q_i$ ), вызванным неупругими свойствами реальной среды, и затуханием на неоднородностях среды (scattering attenuation,  $Q_{sc}$ ), на которых происходит преломление, отражение и дифракция сейсмических волн. Именно с затуханием сейсмических волн в среде связано появление на сейсмограммах коды – длинной хвостовой части сейсмо-

граммы, следующей после регулярных волн (объемных прямых и отраженных) [Aki, 1969]. Затухание сейсмических волн зависит от многих параметров – механической неоднородности среды, теплового потока, содержания флюидов и др. [Kornichev, Sokolova, 2003; Aki, Chouet, 1975; Romanowicz, 1994; Mak et al., 2004; Mavko et al., 2009; Sato et al., 2012; и др.]. Кроме этого, сведения об относительном вкладе двух компонент затухания ( $Q_i$  и  $Q_{sc}$ ) в общее затухание ( $Q_T$ ) могут дать дополнительную информацию для верной тектонической интерпретации полученных данных и понимания процессов, происходящих в литосфере. Для того чтобы получить количественные оценки величин  $Q_i$  и  $Q_{sc}$ , не-



**Рис. 1.** Положение исследуемых регионов (показаны прямоугольниками) на карте мира.

**Fig. 1.** Locations of the studied regions (boxes) on the World Map.

обходимо использовать модель рассеяния, объясняющую оба указанных механизма затухания сейсмических волн.

Существует значительное количество теорий, интерпретирующих сейсмическую коду: теории однократного (the single scattering theory) и многократного (the multiple scattering theory) рассеяния, диффузионная теория (the diffusion theory), теории переноса (the energy transport theory) и потока энергии (the energy flux theory) [Aki, 1969; Aki, Chouet, 1975; Kopychev, 1977; Sato, 1977; Gao et al., 1983; Wu, 1985; Frankel, Wennerberg, 1987]. К сожалению, все эти теории по отдельности не могут полностью объяснить получаемые результаты, так как в основе многих из них лежат предположения об однородном распределении «рассеивателей» в среде и о постоянстве внутреннего затухания  $Q_i$  во всем объеме, что, в частности, противоречит данным об уменьшении неоднородности среды с глубиной. В работах [Abubakirov, Gusev, 1990; Hoshiba, 1991; Mayeda et al., 1992] было показано, что теория однократного рассеяния хорошо работает на малых длинах окна обработки коды, в то время как для больших длин окон применима диффузионная модель. В работе [Zeng, 1991] предложена модель, объединяющая теории рассеяния, основанные на лучевом подходе, и переноса энергии, в основе которой лежит баланс энергий первичных и рассеянных волн. Хотя гибридные модели также не учитывают неоднородное распределение «рассеивателей» и не могут полностью описать всю сложность процессов затухания в земной коре, они дают возможность оценить вклад компонент  $Q_i$  и  $Q_{sc}$  в общее

затухание сейсмических волн. Для того чтобы рассчитать значения величин  $Q_i$  и  $Q_{sc}$ , исследуется кода поперечных S-волн, сформированная в результате рассеяния на неоднородностях среды, а также затухание прямых S-волн [Wennerberg, 1993].

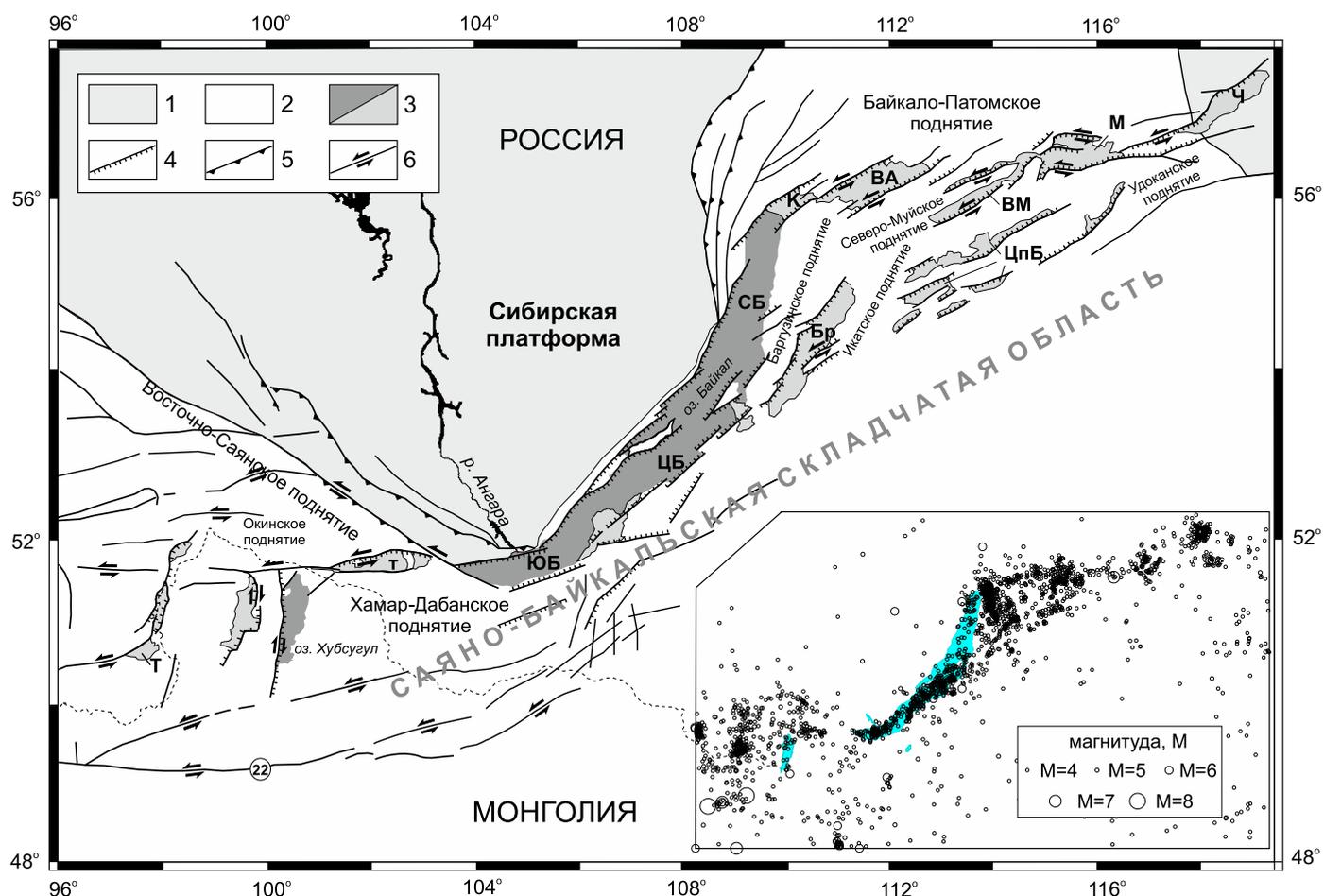
В настоящей работе изучаются факторы, влияющие на затухание сейсмических волн в зонах растяжения литосферы – рифтов Африки, Северной Америки и Евразии: Северо-Танзанийская дивергентная зона, Провинция Бассейнов и Хребтов и Байкальская рифтовая система (рис. 1).

## 2. РАЙОНЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Северо-Танзанийская дивергентная зона, Провинция Бассейнов и Хребтов и Байкальская рифтовая система относятся к внутриконтинентальным зонам растяжения. Максимальный уровень растяжения литосферы характерен для провинции Бассейнов и Хребтов – здесь земная кора утонена до 25 км и лежит на гомогенизированной верхней мантии [Puzyrev, 1981]. Исследуемые участки Байкальского рифта и Северо-Танзанийской дивергентной зоны приурочены к границам крупных тектонических блоков с мощной литосферой – Сибирского и Танзанийского кратонов соответственно.

### 2.1. БАЙКАЛЬСКАЯ РИФТОВАЯ СИСТЕМА (ЕВРАЗИЯ)

Байкальская рифтовая система протягивается вдоль края Сибирской платформы от горных соо-



**Рис. 2.** Неотектоническая схема Байкальской рифтовой системы и ее окружения.

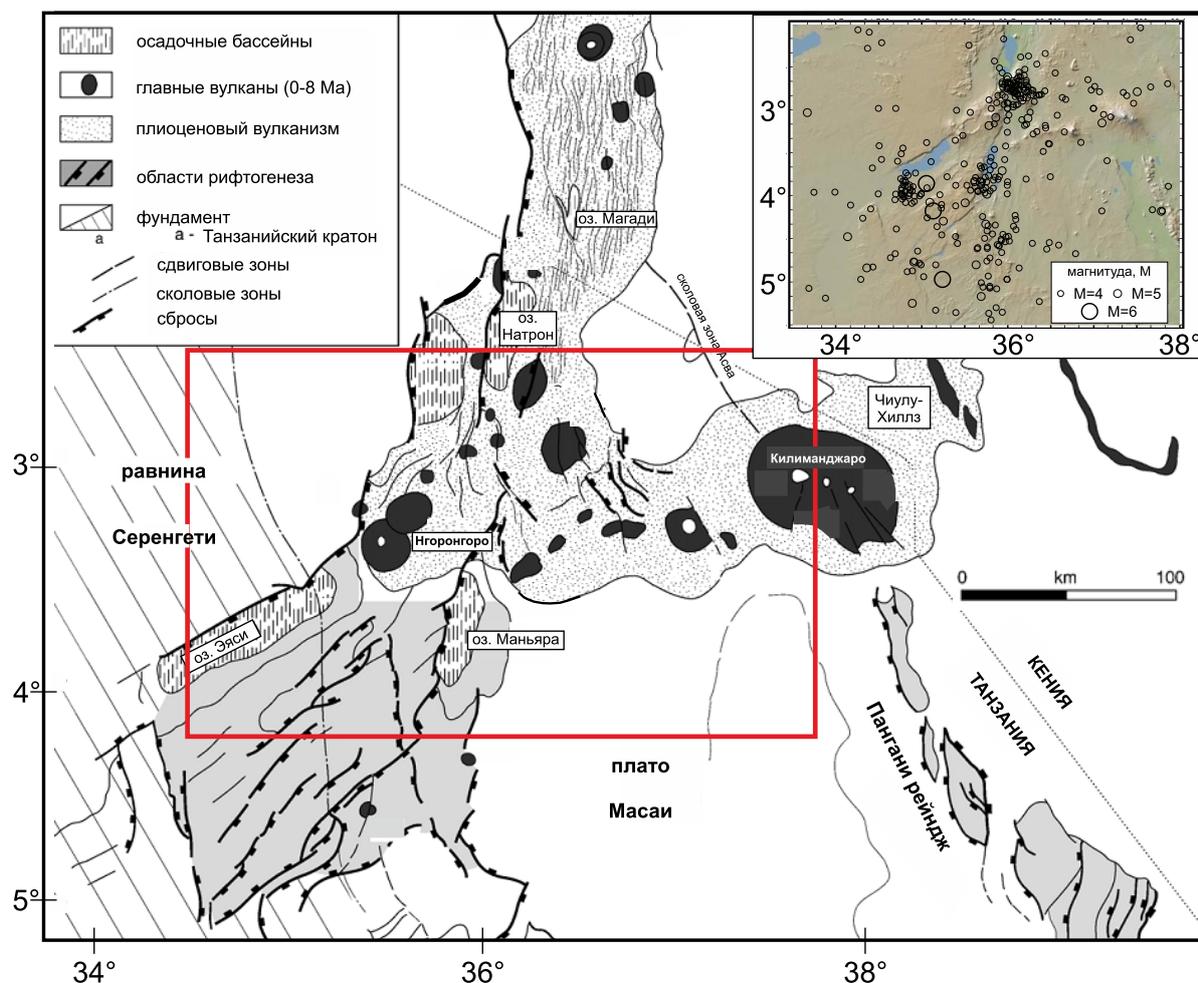
1 - Сибирская платформа; 2 - Саяно-Байкальская складчатая область; 3 - кайнозойские впадины: Т - Тункинская, ЮБ - Южно-Байкальская, ЦБ - Центрально-Байкальская, СБ - Северо-Байкальская, Бр - Баргузинская, К - Кичерская, ВА - Верхнеангарская, ЦпБ - Ципа-Баунтовская, ВМ - Верхнемуйская, М - Муйская, Ч - Чарская; 4-6 - разломы: 4 - сбросы, 5 - взбросы и надвиги, 6 - сдвиги. На врезке показаны эпицентры землетрясений с магнитудами  $M \geq 4$  за период с 1902 по 2016 г., по данным [International Seismological Center..., 2012].

**Fig. 2.** Neotectonic scheme of the Baikal rift system and its neighboring territories.

1 - Siberian platform; 2 - Sayan-Baikal folded region; 3 - Cenozoic basins: T - Tunka, ЮБ - South Baikal, ЦБ - Central Baikal, СБ - North Baikal, Бр - Barguzin, К - Kichera, ВА - Upper Angara, ЦпБ - Tsipa-Baunt, ВМ - Upper Muya, М - Muya, Ч - Chara; 4-6 - faults: 4 - normal faults, 5 - reverse faults and thrusts, 6 - strike-slip faults. The inset shows the epicenters of  $M \geq 4$  earthquakes that occurred from 1902 to 2016, according to the data published by the International Seismological Center [2012].

ружений Восточной Сибири до Южной Якутии [Logatchev, Florensov, 1978] (рис. 2). Тектоническими структурами первого порядка являются архей-протерозойская Сибирская платформа и Саяно-Байкальская складчатая область, включающая ряд террейнов с возрастом от нижнего протерозоя до нижнего палеозоя. БРС граничит с Сибирской платформой только в своей средней части, с флангов она отделена от нее Восточно-Саянским и Байкало-Патомским горными поднятиями. Область Сибирской платформы и северо-восточный фланг рифтовой системы характеризуются низкими и средними значениями теплового потока ( $15\text{--}64 \text{ мВт/м}^2$ ) [Duchkov, 1985; Golubev, 2007; Lysak, 2002]. Для

складчатой области значения теплового потока варьируются в пределах  $28\text{--}106 \text{ мВт/м}^2$ , максимальные значения наблюдаются в Баргузинском районе ( $53\text{--}152 \text{ мВт/м}^2$ ). Байкальская впадина в целом характеризуется очень нерегулярными значениями теплового потока - от  $18$  до  $474 \text{ мВт/м}^2$ . Исследования скоростного строения Байкальского рифта выявили наличие под корой низкоскоростного слоя [Puzryev, 1981]. Его положение согласуется с сейсмическими данными, а также результатами магнитометрических измерений и МТЗ [Puzryev, 1981]. Согласно данным ГСЗ [Mats et al., 2001] и гравитометрии [Petit et al., 1997], толщина коры варьируется в пределах  $35\text{--}57 \text{ км}$  под Южным Байка-



**Рис. 3.** Основные тектонические структуры Южно-Кенийской и Северо-Танзанийской рифтовых систем (рисунок из работы [Le Gall et al., 2008]).

Вверху на врезке показана сейсмичность исследуемого региона и его окружения за период 1951–2016 гг. по данным Международного Сейсмологического Центра (ISC). Прямоугольником выделен исследуемый регион. Цифровой рельеф здесь и далее по данным [Ryan et al., 2009].

**Fig. 3.** The main tectonic structures of the South Kenya and North Tanzanian rift systems (from [Le Gall et al., 2008]).

At the top, the inset shows seismicity of the study area and the neighboring territories for the period from 1951 to 2016, according to the data published by the International Seismological Center (ISC). The study area is boxed. The digital terrain in this and other figures is shown according to [Ryan et al., 2009].

лом, 40–42 км под Северным Байкалом, 43–55 км под поднятиями северо-восточного фланга, 43–55 км под поднятиями юго-западного фланга и 37–43 км под Сибирской платформой. Большая часть землетрясений приурочена непосредственно к рифтовой системе и локализуется в средней коре на глубинах 10–25 км [Radziminovich, 2010, и ссылки в работе] (рис. 2, врезка).

## 2.2. СЕВЕРО-ТАНЗАНИЙСКАЯ ДИВЕРГЕНТНАЯ ЗОНА (ВОСТОЧНО-АФРИКАНСКАЯ РИФТОВАЯ СИСТЕМА, АФРИКА)

Восточно-Африканская рифтовая система (ВАРС) является крупнейшим континентальным рифтом

Земли, она приурочена к границам трех литосферных плит – Аравийской, Нубийской и Сомалийской и простирается приблизительно на 6000 км от Северной Эфиопии до Центрального Мозамбика (рис. 3). Самый древний Эфиопский рифт сформировался в Афарском регионе, далее к югу расположена серия рифтов, окружающая Танзанийский кратон с запада (западная ветвь) и с востока (восточная ветвь). Танзанийский рифт расположен на южном окончании восточной ветви Восточно-Африканской рифтовой системы, на широте  $\sim 2.5^\circ$  единая ось рифта ветвится на несколько деформационных зон с различным простираем, формируя Северо-Танзанийскую дивергентную зону (рис. 3) [Dawson, 1992].

Отличительной особенностью восточной ветви Восточно-Африканской рифтовой системы является наличие активного современного вулканизма, не проявленного в западной ветви (рис. 3) [Mulwa, 2011]. В пределах исследуемого нами района (см. рис. 1, 4.25°–2.5° ю.ш., 34.5°–37.5° в.д.) выделяются три области: 1) на севере расположена рифтовая система Магади-Натрон, представляющая собой узкую впадину субдолготной ориентации шириной 50–70 км, к которой приурочены многочисленные центры вулканической активности (см. рис. 2, врезка [Mulwa, 2011]), 2) в центральной части расположен субширотный вулканический пояс Нгоронгоро – Килиманджаро размерами 200×50 км и 3) в южной части находится непосредственно Северо-Танзанийская зона дивергенции, сформированная системами разломов Эяси, Маньяра и Пангани (рис. 3) [Le Gall et al., 2008]. Активность вулканизма к югу от вулканического пояса резко уменьшается.

Вклад в высокую сейсмическую активность региона дают как тектонические, так и вулканические землетрясения [Mulwa et al., 2014]. Кора под рифтовыми впадинами незначительно утонена и достигает 35 км на юге Кении (долина Магади-Натрон) [Birt et al., 1997] и 37 км на севере Танзании [Last et al., 1997], литосфера под Северо-Танзанийской дивергентной зоной термально модифицирована [Ritsema et al., 1998; Weeraratne et al., 2003; Huerta et al., 2009]. По данным сейсмической томографии (метод two-plane wave tomography), наличие слоя аномальной мантии под корой Танзанийского кратона не подтверждается [O'Donnell et al., 2013], в отличие от северной части ВАРС [Puzyrev, 1981]. Кора в зоне Северо-Танзанийской дивергенции характеризуется низкими значениями поверхностного теплового потока [Nyblade et al., 1990].

### 2.3. ПРОВИНЦИЯ БАССЕЙНОВ И ХРЕБТОВ (СЕВЕРНАЯ АМЕРИКА)

Провинция Бассейнов и Хребтов расположена в пределах Северо-Американской литосферной плиты, она состоит из системы поднятий и впадин и отличается высокой степенью растяжения литосферы. Исследуемая в настоящей работе область включает в себя северо-западную часть Провинции Бассейнов и Хребтов и центральную часть Сьерра-Невады (рис. 4). Данный район находится в активном тектоническом окружении: с юга-запада расположен разлом Сан-Андреас, на востоке и на западе проходят границы сейсмических поясов – Межгорного и Волкер Лейн, через центр проходит Центрально-Невадский сейсмический пояс [Lee et al., 2009]. Провинция Бассейнов и Хребтов характеризуется высоким уровнем теплового потока [Lay, Wallace, 1988]. Геофизические исследования [Ben-

sen et al., 2009; Wagner et al., 2012; Shen et al., 2012; и др.] показали, что под Провинцией Бассейнов и Хребтов наблюдается утонение континентальной коры до 30–35 км, а также выявили наличие низкоскоростной верхней мантии ( $V_p \sim 7.8$  км/с).

## 3. МЕТОДЫ И ДАННЫЕ

В работе используются данные о затухании объемных поперечных  $S$ -волн и их коды. Расчет сейсмической добротности по коду ( $Q_c$ ) для выбранных районов выполнялся авторами ранее [Dobrynina, 2013; Dobrynina et al., 2016a, 2016b, 2017] с использованием модели однократного рассеяния [Aki, Chouet, 1975]. Оценка затухания  $S$ -волн выполнялась по максимальным амплитудам прямых волн. Помимо этого, в работе сделана попытка оценить вклад затухания вследствие рассеяния на неоднородностях среды ( $Q_{sc}$ ) и вследствие потерь внутренней энергии ( $Q_i$ ) в общее затухание сейсмических волн  $Q_T$ .

### 3.1. РАСЧЕТ ЗНАЧЕНИЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ДОБРОТНОСТИ ПО КОДЕ $Q_c$

Для расчета эффективной сейсмической добротности по коду использовалась модель однократного рассеяния [Aki, Chouet, 1975]. Эта модель рассматривает кода-волны как суперпозицию объемных волн, отраженных от случайно распределенных в среде неоднородностей. Уменьшение амплитуды коды со временем происходит вследствие затухания энергии и геометрического расхождения и не зависит от характеристик очага землетрясения, эффектов пути и усиления на сейсмостанции [Aki, 1969].

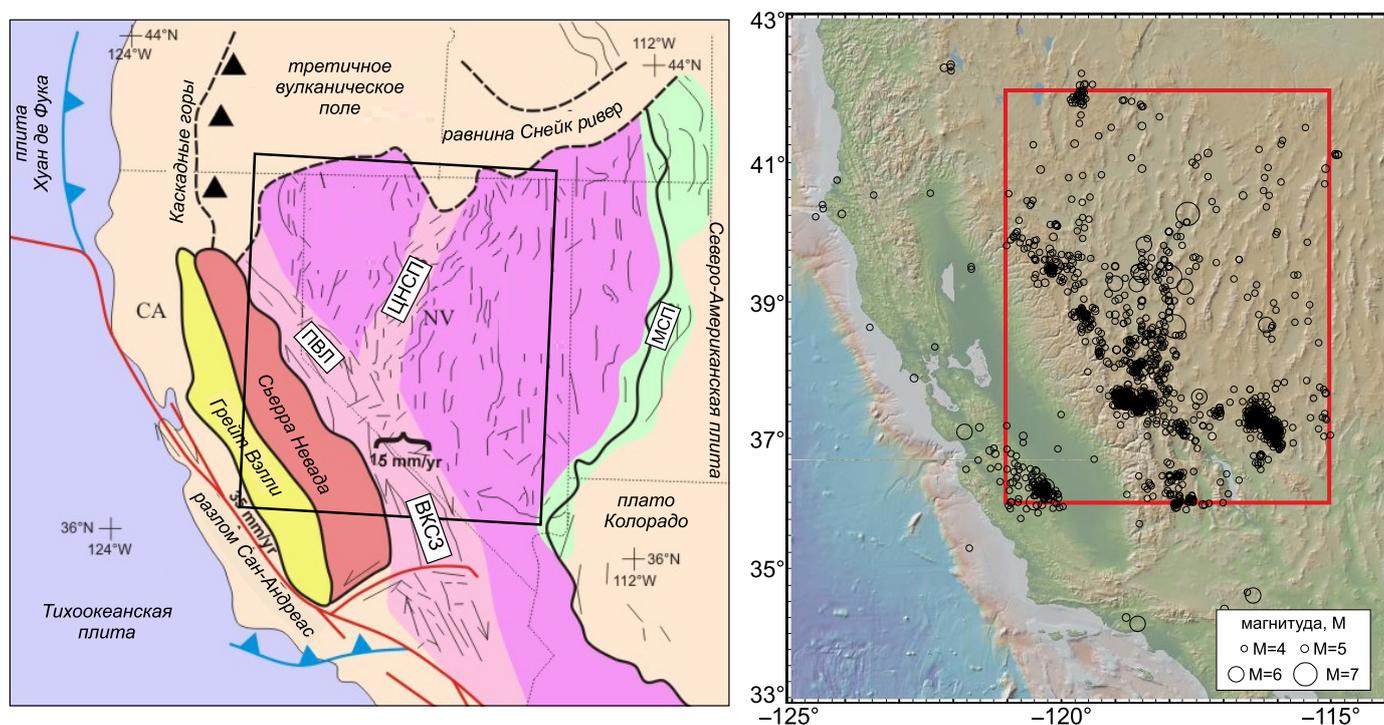
Амплитуда кода-волны  $A_c$  в момент времени  $t$  от времени в очаге для сейсмограммы, отфильтрованной на центральной частоте  $f$ , связывается с добротностью следующим соотношением [Aki, Chouet, 1975]:

$$A(f, t) = S(f) \cdot t^{-\alpha} \cdot e^{\frac{-\pi f t}{Q_c(f)}}, \quad (1)$$

где  $S(f)$  – временная функция источника,  $\alpha$  – характеристика геометрического расхождения. Так как кода представляет собой рассеянные поперечные  $S$ -волны, показатель  $\alpha$  для них равен 1 [Sato, Fehler, 1998]. Прологарифмировав (1), получим:

$$\ln\{A(f, t) \cdot t^\alpha\} = \ln\{S(f)\} - \frac{\pi \cdot f \cdot t}{Q_c(f)}. \quad (2)$$

Наклон графика зависимости  $\ln\{A(f, t) \cdot t^\alpha\}$  от времени  $t$  определяет значение  $Q$  для рассматрива-



**Рис. 4.** Схематическая тектоническая карта западной части Кордильер, Северная Америка (слева), показывающая главные геотектонические провинции и современные границы плит (карта заимствована из работы [Lee et al., 2009]), и карта сейсмичности исследуемого региона (справа) за период 1915–2016 гг. по данным Международного сейсмологического центра. Темно-розовым цветом показана Провинция Бассейнов и Хребтов, светло-розовым – ЦНСП (Центрально-Невадский сейсмический пояс), ВКСЗ (Восточно-Калифорнийская сдвиговая зона), МСП (межгорный сейсмический пояс) и ПВЛ (пояс Волкер лейн). Исследуемый в работе регион выделен прямоугольником.

**Fig. 4.** The schematic tectonic map of the western Cordilleras, North America (left), showing the main geotectonic provinces and modern plate boundaries (from [Lee et al., 2009]), and the map of seismicity of the region studied (right) for the period from 1915 to 2016, according to the International Seismological Centre. Colour codes: dark pink – Basin and Range Province, pale pink – ЦНСП (Central Nevada seismic belt), ВКСЗ (Eastern California shear zone), МСП (intermountain seismic belt) and ПВЛ (Walkerlane belt). The area analyzed in our study is boxed.

емой частоты  $f$ . Согласно [Rautian, Khalturin, 1978], приведенные выше соотношения действительны для времен, больших, чем удвоенное время пробега  $S$ -волны, так как для этих времен очаговым процессом можно пренебречь (рис. 5).

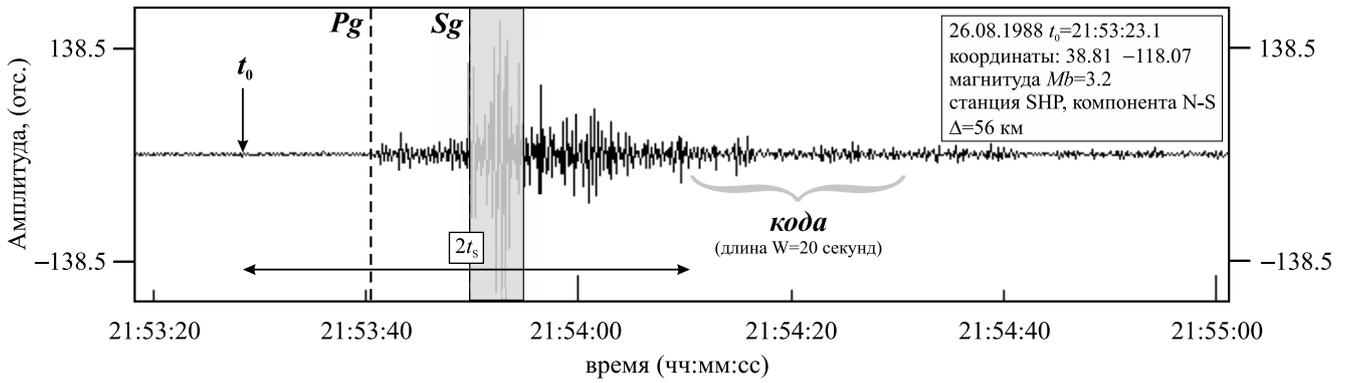
### 3.2. РАСЧЕТ ЗНАЧЕНИЙ ОБЩЕГО ЗАТУХАНИЯ ( $Q_T$ ), ЗАТУХАНИЯ НА НЕОДНОРОДНОСТЯХ СРЕДЫ ( $Q_{sc}$ ) И ВНУТРЕННЕГО ЗАТУХАНИЯ ( $Q_i$ )

Для оценки величин добротности  $Q_{sc}$  и  $Q_i$  использовался метод Веннерберга [Wennerberg, 1993], который рассматривает возможность реинтерпретации полученного значения  $Q_c$  в терминах гибридной теории многократного рассеяния [Zeng, 1991]. В основе метода [Wennerberg, 1993] лежит предположение о том, что добротность, определенная по прямым поперечным волнам в объеме среды, эквивалентном объему формирования коды, описывает общее затухание  $Q_T$ . Расчет значений  $Q_T$  выполнял-

ся методом максимальных амплитуд, для анализа использовались записи только прямых  $S$ -волн, при этом эпицентральные расстояния не должны превышать 75 км [Wennerberg, 1993]. Отрезок выбирался от момента вступления волны на сейсмограмме, длина участка – не более 10 с (рис. 5). Записи обрабатывались пропускающим фильтром Баттерворта в частотных диапазонах:  $0.3 \pm 0.2$ ,  $0.75 \pm 0.25$ ,  $1.5 \pm 0.5$ ,  $3 \pm 1$ ,  $6 \pm 2$  и  $12 \pm 4$  Гц. Амплитуда объемной сейсмической волны  $A$  на расстоянии  $r$  для сейсмограммы, отфильтрованной на центральной частоте  $f$ , связана с добротностью соотношением [Båth, 1974]:

$$A(r) = A_0 \cdot r^{-\alpha} \cdot e^{\frac{-\pi f r}{Q_S(f) \cdot v_\beta}}, \quad (3)$$

где  $A_0$  – амплитуда сейсмической волны в источнике,  $\alpha$  – геометрическое расхождение, как сказано выше,  $\alpha=1$  для объемных волн [Sato, Fehler, 1998]. Уравнение (3) может быть переписано:



**Рис. 5.** Пример типичной сейсмограммы регионального землетрясения Провинции Бассейнов и Хребтов (землетрясение 26 августа 1988 г., время в очаге  $t_0=21:53:23.1$ , магнитуда  $M_b=3.2$ ).

Сейсмограмма записана на станции SHP (Shiprock), эпицентрального расстояния 56 км, компонента N-S. Запись отфильтрована пропускающим фильтром с полосой 1–5 Гц. Стрелкой показано время в очаге, пунктирными линиями – вступления прямых Pg- и Sg-волн соответственно, закрашен участок S-волны, используемый для расчета  $Q_s$ . Скобкой показан участок коды от момента времени, равного удвоенному времени пробега S-волны.

**Fig. 5.** A typical seismogram of the regional earthquake in the Basin and Range Province (26 August 1988 earthquake; time in the earthquake source  $t_0=21:53:23.1$ , magnitude  $M_b=3.2$ ).

The seismogram was recorded at the SHP (Shiprock) station. Epicentral distance of 56 km. The NS component. The record was filtered by the 1–5 Hz band pass filter. Arrow – time in the earthquake source; dashed lines – arrivals of direct Pg- and Sg-waves, respectively; shaded – section of S-wave, which was used to calculate  $Q_s$ . The bracket shows a section of the coda from the time point that is equal to the double time of S-wave propagation.

$$\ln\{A(r) \cdot r^\alpha\} = \ln\{A_0\} - \frac{\pi \cdot f \cdot r}{Q_s(f) \cdot V_p} \quad (4)$$

Значение  $Q_s$  определяется для разных частотных диапазонов из угла наклона графика зависимости  $\ln\{A(r) \cdot r^\alpha\}$  от расстояния.

Согласно [Zeng, 1991], мы можем представить полученное значение  $Q_c$  в виде:

$$\frac{1}{Q_c} = \frac{1}{Q_i} + \frac{1-2 \cdot \delta(\tau)}{Q_{sc}} \quad (5)$$

где  $1 - 2 \cdot \delta(\tau) = \frac{-1.44}{4.44 + 0.738 \cdot \tau}$  и  $\tau = \frac{\omega \cdot W}{Q_{sc}}$ ,  $W$  – длина окна обработки коды,  $\omega$  – угловая частота. Согласно [Wennerberg, 1993], значения  $Q_{sc}$  и  $Q_i$  могут быть рассчитаны из величин  $Q_T$  и  $Q_c$  по формулам:

$$\frac{1}{Q_{sc}} = \frac{1}{2 \cdot \delta(\tau)} \cdot \left( \frac{1}{Q_T} - \frac{1}{Q_c(\tau)} \right), \quad (6)$$

$$\frac{1}{Q_i} = \frac{1}{2 \cdot \delta(\tau)} \cdot \left( \frac{1}{Q_c(\tau)} + \frac{2 \cdot \delta(\tau) - 1}{Q_T} \right), \quad (7)$$

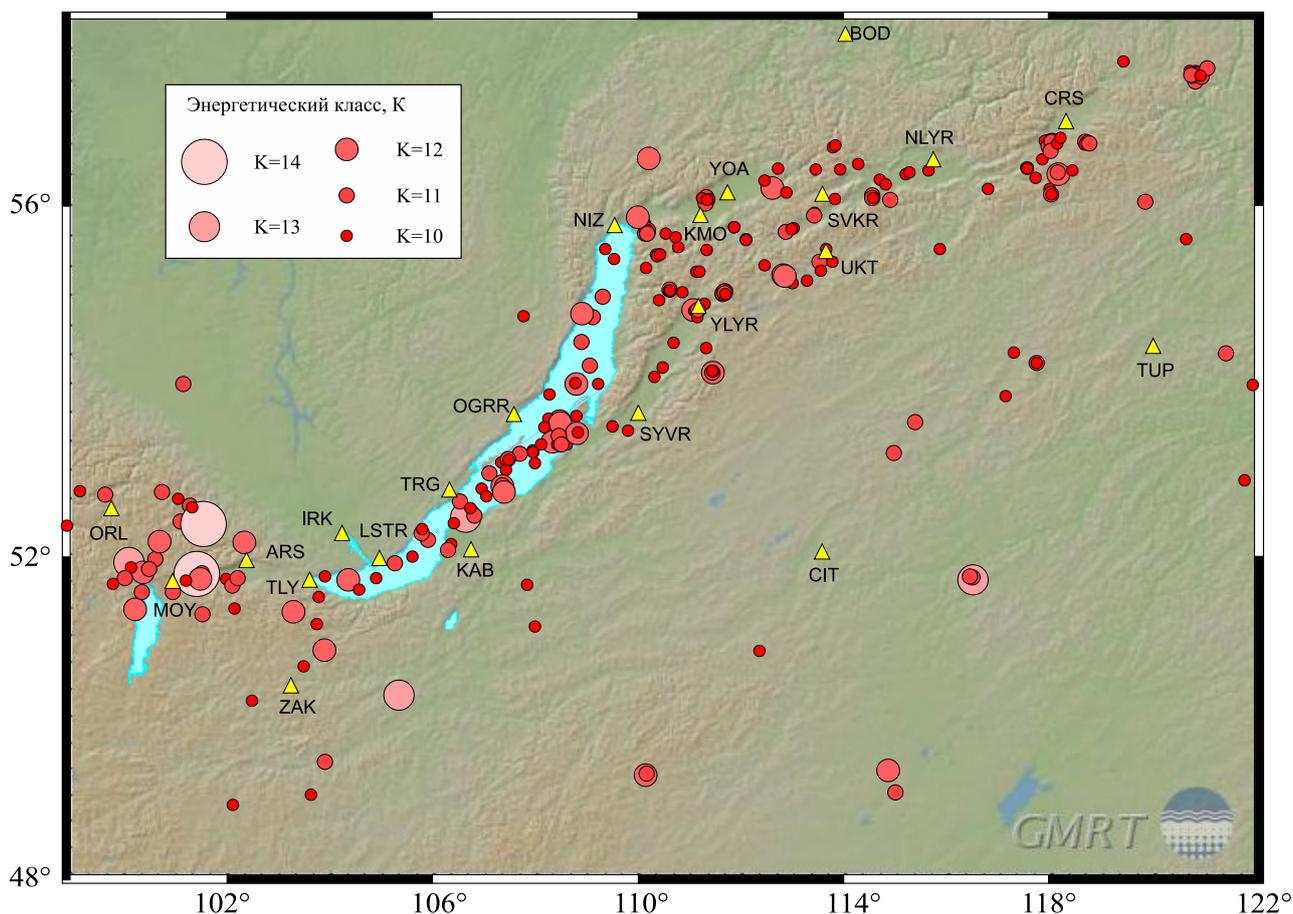
где  $Q_T = Q_s$ .

### 3.3. ДАННЫЕ

Для оценки параметров затухания сейсмических волн в Байкальской рифтовой системе использовались данные непрерывной цифровой регистрации,

предоставленные постоянной сетью короткопериодных сейсмических станций Байкальского филиала Геофизической службы РАН (локальный код – ВУКЛ, код FDSN – ВУ). Сеть состоит из 23 станций, 19 из которых расположены непосредственно в пределах рифтовой системы (рис. 6). Станции оборудованы цифровой аппаратурой «Байкал-10», «Байкал-11», разработанной в ГС СО РАН. Комплект оборудования включает три короткопериодных сейсмометра (СМ-3, СМ-3КВ), записывающих скорости в диапазоне от 0.01 до 1000  $\mu\text{м/с}$ , и три канала низкой чувствительности для записи сильных движений (сейсмометры ОСП-2М). Частота дискретизации составляет 100 отсчетов в секунду, рабочая полоса частот – от 0.5 до 10 Гц (для станций «Байкал-10») и до 20 Гц (для станций «Байкал-11»). Для расчета  $Q_c$  использовались записи 274 региональных землетрясений с магнитудами  $M_L=3.1-5.4$  (рис. 6). Эпицентральные расстояния менялись в диапазоне от 15 до 200 км. Покрывание региона землетрясениями соответствует пространственному распределению эпицентров землетрясений в Байкальской рифтовой системе, сейсмические трассы «источник – приемник» хорошо покрывают рифтовые впадины, горные поднятия и южный выступ Сибирской платформы.

Для оценки параметров затухания сейсмических волн в Северо-Танзанийской дивергентной зоне использовались данные, полученные в рамках



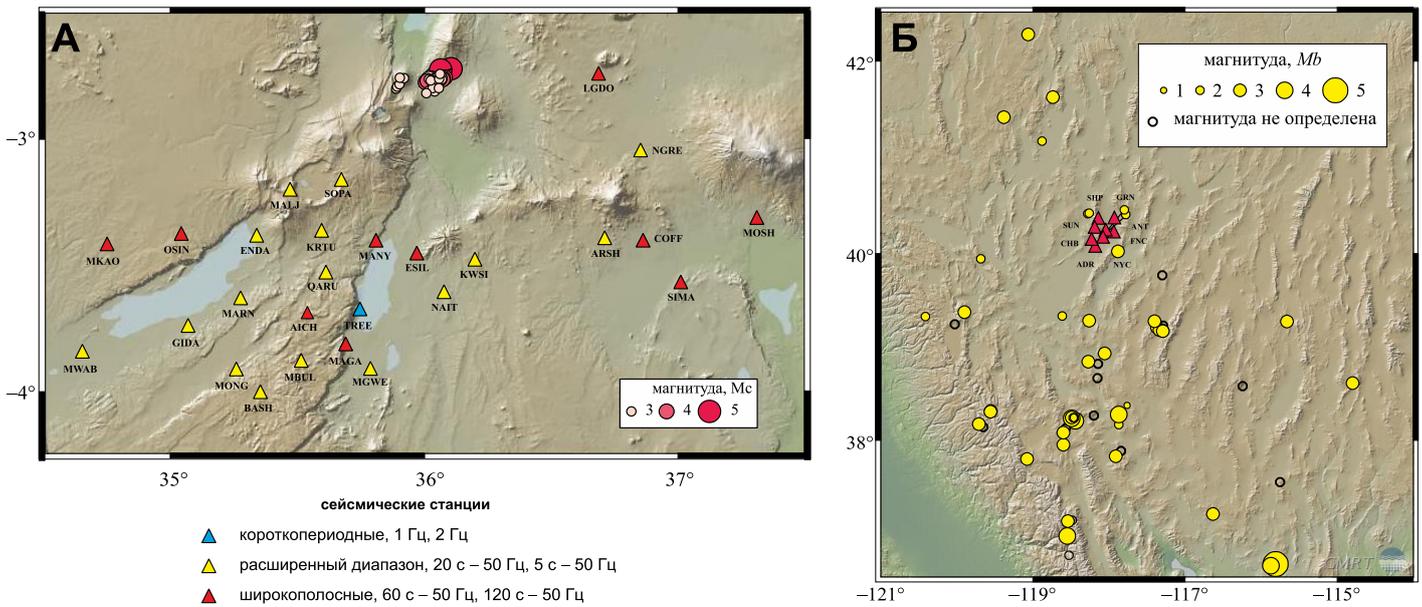
**Рис. 6.** Положение эпицентров исследуемых землетрясений и сейсмических станций БФ ФИЦ ЕГС РАН.

**Fig. 6.** Positions of the studied earthquake epicenters, and locations of seismic stations owned by the Baikal Branch of the FRC GS of RAS.

совместного французско-танзанийского сейсмического эксперимента SEISMO-TANZ'07 [Albaric et al., 2010]. В ходе эксперимента на территории Северной Танзании с 01 июня по 20 ноября 2007 г. действовала сеть из 35 трехкомпонентных сейсмических станций, расположенная на южном окончании восточной ветви Восточно-Африканской рифтовой системы (рис. 7, А). Частота дискретизации для всех станций – 125 Гц, кроме станции MOSH, расположенной вблизи вулкана Килиманджаро (по причине высокого уровня помех частота дискретизации здесь 62.5 Гц). Оценка параметров затухания сейсмических волн проводилась по форшокам и афтершокам землетрясения Гелай (17 июля 2007 г.,  $M_w=5.9$ ), произошедшим за период с начала июня до конца июля 2007 г. и локализованным в вулканической области впадины Натрон (рис. 7, А). Всего было использовано 50 землетрясений с магнитудами  $M_c=2.9-4.7$ , эпицентральные расстояния менялись в пределах 47–205 км. Глубины гипоцентров землетрясений оцениваются в диапазоне 3.3–16.7 км, при этом основная часть событий приуро-

чена к интервалу глубин 5–10 км [Albaric et al., 2010].

Для оценки параметров затухания сейсмических волн в Провинции Бассейнов и Хребтов использовались данные, полученные в рамках сейсмического эксперимента (1988–1989 PASSCAL Basin and Range Passive Seismic Experiment) [Owens, Randall, 1989]. В ходе эксперимента на территории Стилватер Рэйндж (штат Невада, США) с 17 августа 1988 г. по 29 апреля 1989 г. действовала сеть из семи 3-компонентных среднепериодных сейсмических станций (рис. 7, Б). Для расчета эффективной сейсмической добротности из каталога сейсмических событий были отобраны 66 землетрясений и взрывов с магнитудами  $M_b=1.1-5.0$  ( $M_b$  – магнитуда по объемным волнам), произошедших на территории Провинции Бассейнов и Хребтов (рис. 7, Б). Эпицентральные расстояния варьировались от 10 до 385 км, глубины землетрясений в среднем оцениваются в 3 км. Используемые в работе данные (записи и каталоги землетрясений) предоставлены IRIS Data Management System (Seattle, Washington, США).



**Рис. 7.** Положение эпицентров исследуемых землетрясений и сейсмических станций в зоне Северо-Танзанийской дивергенции (А) и Провинции Бассейнов и Хребтов (Б).

**Fig. 7.** Positions of the studied earthquake epicenters, and locations of seismic stations in the North Tanzanian divergence zone (A) and the Basin and Range Province (B).

Значения сейсмической добротности  $Q_c$  для разных рифтовых систем рассчитывались с использованием разной длины окна обработки коды (в зависимости от исходных данных): для Байкальской рифтовой системы оценка  $Q_c$  выполнялась для 19 значений  $W$  (от 10 до 100 с с шагом 5 с), для Северо-Танзанийской дивергентной зоны выбиралось 7 значений  $W$  (от 20 до 80 с при шаге 10 с) и для Провинции Бассейнов и Хребтов величина  $W$  менялась от 10 до 95 с с шагом 5 с (всего 18 значений  $W$ ). Разная длина окна обработки коды выбиралась для того, чтобы оценить вариации затухания с увеличением глубины, исходя из предположения, что дальние части коды сформированы в результате отражений объемных волн от неоднородностей, расположенных в более глубоких частях литосферы [Pulli, 1984]. Записи обрабатывались фильтром Баттерворта на шести центральных частотах  $f$ :  $0.3 \pm 0.1$ ,  $0.75 \pm 0.25$ ,  $1.5 \pm 0.5$ ,  $3.0 \pm 1.0$ ,  $6.0 \pm 2.0$  и  $12.0 \pm 4.0$  Гц. При расчетах использовались записи с отношением полезного сигнала к помехе ( $S/N$ ) не менее 3. Для оценки отношения  $S/N$  использовались средние амплитуды сигнала до прихода  $P$ -волны (помехи) и средние амплитуды коды (полезный сигнал), отфильтрованные в указанных частотных диапазонах. Длина окна для определения отношения  $S/N$  бралась равной 10 с. Для расчета сейсмической добротности  $Q_c$  использовалась программа *CodaQ*, входящая в состав пакета программ SEISAN [Havskov, Ottemoller, 2003].

#### 4. РЕЗУЛЬТАТЫ

В результате для трех исследуемых рифтовых систем получены значения сейсмической добротности  $Q_c$  в частотном диапазоне от 0.2 до 16.0 Гц. Общее количество использованных сейсмических трасс для Байкальской рифтовой системы составляет 1715 [Dobrynina et al., 2016b], для Северо-Танзанийской дивергентной зоны – 1008 [Dobrynina et al., 2017] и для Провинции Бассейнов и Хребтов – 289 [Dobrynina, 2013]. На базе полученных величин  $Q_c$  для всех значений длины окна  $W$  были определены эмпирические зависимости добротности от частоты (табл. 1) согласно степенному закону [Mitchell, 1981]:

$$Q_c(f) = Q_0 \left( \frac{f}{f_0} \right)^n, \quad (8)$$

где  $Q_c(f)$  – сейсмическая добротность по коде,  $Q_0$  – добротность на некоторой референтной частоте  $f_0$  (как правило,  $f_0=1$  Гц) и  $n$  – показатель зависимости добротности от частоты, или частотный параметр. Помимо расчета эффективной сейсмической добротности и ее частотной зависимости, для каждого значения  $W$  были получены коэффициенты затухания  $\delta$ :

$$\delta = \frac{\pi \cdot f}{V \cdot Q}, \quad (9)$$

здесь  $V$  – скорость кода-волн. Так как предполагается, что кода состоит из рассеянных поперечных

Т а б л и ц а 1. Значения сейсмической добротности  $Q_0$ , частотного параметра  $n$  и коэффициента затухания  $\delta$  для разных значений длины окна  $W$ Table 1. Values of seismic quality factor ( $Q_0$ ), frequency parameter ( $n$ ) and attenuation coefficient ( $\delta$ ) for different lapse time windows ( $W$ )

$W, c$	$Q_0$	$\sigma_{Q_0}$	$n$	$\sigma_n$	$\delta, km^{-1}$	$\sigma_\delta, km^{-1}$
Байкальская рифтовая система						
10	53	4	0.84	0.07	0.0167	0.0018
15	67	7	0.95	0.02	0.0132	0.0020
20	95	8	0.89	0.06	0.0093	0.0011
25	109	7	0.91	0.04	0.0081	0.0007
30	124	7	0.92	0.04	0.0071	0.0006
35	140	5	0.92	0.02	0.0063	0.0003
40	155	7	0.92	0.03	0.0057	0.0004
45	166	9	0.92	0.03	0.0053	0.0004
50	183	11	0.90	0.04	0.0048	0.0004
55	196	13	0.89	0.04	0.0045	0.0004
60	215	15	0.87	0.04	0.0041	0.0004
65	229	18	0.86	0.05	0.0039	0.0004
70	246	20	0.85	0.05	0.0036	0.0004
75	258	22	0.84	0.05	0.0034	0.0004
80	275	25	0.82	0.06	0.0032	0.0004
85	288	27	0.82	0.06	0.0031	0.0004
90	303	28	0.80	0.06	0.0029	0.0004
95	320	31	0.79	0.07	0.0028	0.0004
100	335	33	0.77	0.07	0.0026	0.0004
Северо-Танзанийская дивергентная зона						
20	74	3	1.12	0.02	0.0125	0.0005
30	109	6	1.09	0.03	0.0085	0.0005
40	146	13	1.04	0.05	0.0063	0.0006
50	183	22	1.00	0.07	0.0050	0.0006
60	214	32	0.99	0.09	0.0043	0.0007
70	247	41	0.96	0.10	0.0037	0.0006
80	278	48	0.93	0.11	0.0033	0.0006
Провинция Бассейнов и Хребтов						
10	60	8	0.65	0.12	0.0138	0.0016
15	67	3	0.84	0.05	0.0123	0.0005
20	88	6	0.78	0.06	0.0094	0.0006
25	100	8	0.83	0.06	0.0083	0.0006
30	115	9	0.83	0.06	0.0072	0.0005
35	134	5	0.80	0.03	0.0062	0.0002
40	144	6	0.79	0.03	0.0057	0.0002
45	154	6	0.77	0.03	0.0054	0.0002
50	163	9	0.73	0.05	0.0051	0.0003
55	181	9	0.66	0.04	0.0046	0.0002
60	181	9	0.67	0.04	0.0046	0.0002
65	192	9	0.65	0.04	0.0043	0.0002
70	198	9	0.63	0.04	0.0042	0.0002
75	211	5	0.59	0.02	0.0039	0.0001
80	235	9	0.57	0.04	0.0035	0.0001
85	220	6	0.65	0.03	0.0038	0.0001
90	227	5	0.68	0.02	0.0036	0.0001
95	222	17	0.67	0.08	0.0037	0.0003

П р и м е ч а н и е.  $\sigma_{Q_0}$  – среднее квадратичное отклонение величины  $Q_0$ ;  $\sigma_n$  – среднее квадратичное отклонение частотного параметра;  $\sigma_\delta$  – среднее квадратичное отклонение коэффициента затухания.

N o t e. Root-mean-square deviations of:  $\sigma_{Q_0}$  – seismic quality factor;  $\sigma_n$  – frequency parameter;  $\sigma_\delta$  – attenuation coefficient.

Т а б л и ц а 2. Значения  $Q_T$ ,  $Q_{sc}$  и  $Q_i$  для рассматриваемых рифтовых системTable 2. Values of  $Q_T$ ,  $Q_{sc}$  and  $Q_i$  for the studied rift systems

Рифтовая система	$Q_T$	$Q_{sc}$	$Q_i$	$N$
Байкальская рифтовая система	$98 \cdot f^{0.83}$	$266 \cdot f^{0.62}$	$158 \cdot f^{0.99}$	87
Северо-Танзанийская дивергентная зона	$89 \cdot f^{1.00}$	$1744 \cdot f^1$	$94 \cdot f^1$	100
Провинция Бассейнов и Хребтов	$53 \cdot f^{1.08}$	$154 \cdot f^{0.45}$	$81 \cdot f^{1.74}$	86

П р и м е ч а н и е.  $N$  – количество измерений.

Note.  $N$  – number of measurements.

волн, значение  $V$  берется равным скорости прямых поперечных волн. Для Байкальской рифтовой системы скорость  $S$ -волн принималась равной 3.55 км/с [Golenetsky, Novomeiskaya, 1975], для Северо-Танзанийской дивергентной зоны – 3.4 км/с согласно [Albaric et al., 2010] и для Провинции Бассейнов и Хребтов – 3.8 км/с [Bensen et al., 2009]. Полученные значения коэффициентов затухания приведены в таблице 1.

Величина общего затухания  $Q_T$  оценивалась по прямым поперечным волнам для событий с эпицентральными расстояниями не более 75 км. Частотные диапазоны, для которых получены оценки общего затухания и значений  $Q_{sc}$  и  $Q_i$ , различны для разных рифтов: для Байкальской рифтовой системы диапазон частот варьируется от 0.1 до 16.0 Гц, для Северо-Танзанийской дивергентной зоны – 0.5–16.0 Гц и для Провинции Бассейнов и Хребтов – 0.5–8.0 Гц. Значения компонент затухания  $Q_{sc}$  и  $Q_i$  для рассматриваемых рифтовых систем получены согласно [Wennerberg, 1993] для длины окна  $W=20$  с по формулам (6, 7) (табл. 2).

## 5. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Значения сейсмической добротности  $Q_c$ , полученные в настоящей работе для Байкальской рифтовой системы, удовлетворительно согласуются с определениями ( $Q_c=120 \pm 15$ ), выполненными В.А. Потаповым с соавторами по записям слабых землетрясений Южного Байкала и афтершоков Тункинского (Еловского) землетрясения (29 июня 1995 г.,  $M_p=14.5$ ) [Potapov et al., 1996], и со значениями добротности верхней кристаллической коры ( $Q_c=140$ ,  $f=1.7$  Hz), полученными для северо-восточного фланга Байкальской рифтовой системы [Nersesov, 1981]. Значения коэффициента затухания ( $0.0060 \pm 0.0010$ ) и добротности ( $Q_0=150$ ) [Potapov et al., 1996], определенные по записям сильных землетрясений на сейсмической станции Иркутск (IRK), хорошо согласуются с параметрами, определенными в настоящей работе.

Рассчитанные значения компонент затухания  $Q_{sc}$  и  $Q_i$  для зоны Северо-Танзанийской дивергенции согласуются с данными о затухании поверхностных волн в литосфере Танзанийского кратона и его окружения [Mitchell, 1995; Romanowicz, Mitchell, 2007] – значения добротности, полученные по коде поверхностных волн ( $Q_{cLg}$ ), меняются в пределах от 360 до 500 на частоте 1 Гц. Значения внутреннего затухания  $Q_i$  для поверхностных волн варьируются по латерали в пределах 300–600, затухание вследствие рассеяния на неоднородностях среды  $Q_{sc}$  достигает значения  $\sim 1000$  в подвижной области и  $\sim 2200$  в литосфере Танзанийского кратона [Jemberie, Nyblade, 2009], что удовлетворительно согласуется с полученными нами оценками величин  $Q_{sc} \sim 1700$  и  $Q_i \sim 90$  (табл. 2).

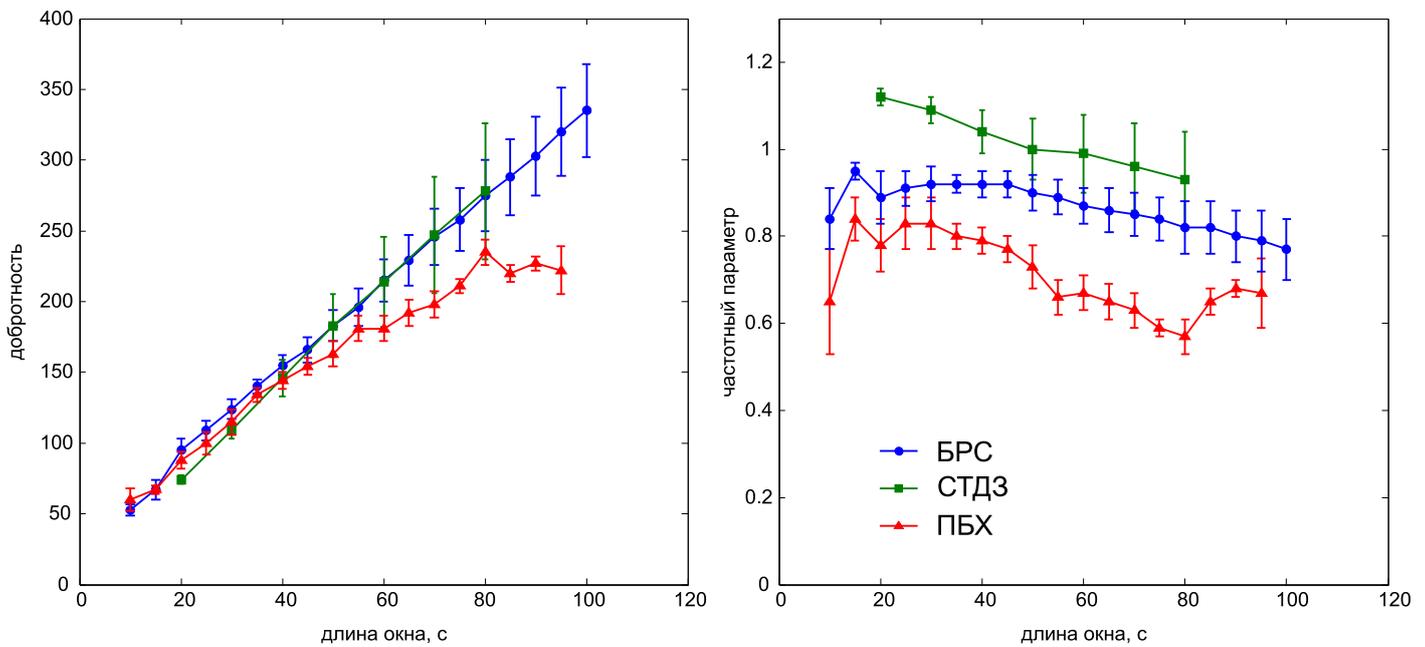
Параметры затухания кода-волн, полученные для Провинции Бассейнов и Хребтов, хорошо согласуются с данными, полученными другими авторами:  $Q_c(f)=(200 \pm 77) \cdot f^{(0.69 \pm 0.16)}$  [Aleqabi, Wyssessin, 2006] и  $Q_0=234-312$ ,  $n=0.40-0.80$  [Erickson et al., 2004].

Полученные в настоящей работе оценки  $Q_c$  показывают сильную зависимость сейсмической добротности от частоты и длины окна для всех трех рифтовых систем:

Байкальская рифтовая система –  $Q_c$  возрастает от  $43 \pm 48$  до  $944 \pm 178$  для центральных частот 0.3 и 12.0 Гц при длине окна обработки коды  $W=20$  с и от  $97 \pm 49$  до  $1767 \pm 560$  на тех же частотах при  $W=80$  с; значения  $Q_0$  возрастают от  $53 \pm 4$  до  $335 \pm 33$ , а частотного параметра – от  $0.84 \pm 0.07$  до  $0.77 \pm 0.07$  в зависимости от длины окна  $W$  (см. табл. 1);

Северо-Танзанийская дивергентная зона –  $Q_c$  возрастает от  $37 \pm 35$  до  $1141 \pm 187$  ( $f_c=0.3$  и 12.0 Гц,  $W=20$  с) и от  $79 \pm 43$  до  $1999 \pm 496$  на тех же частотах ( $W=80$  с);  $Q_0$  меняется от  $74 \pm 3$  до  $278 \pm 48$ , а частотного параметра – от  $1.12 \pm 0.02$  до  $0.93 \pm 0.11$  (см. табл. 1);

Провинция Бассейнов и Хребтов –  $Q_c$  возрастает от  $46 \pm 45$  до  $457 \pm 100$  ( $f_c=0.3$  и 12.0 Гц,  $W=20$  с) и от 134 до  $623 \pm 138$  ( $f_c=0.3$  и 6.0 Гц,  $W=80$  с);  $Q_0$  варьирует от  $60 \pm 8$  до  $235 \pm 9$ , а частотного параметра – от  $0.65 \pm 0.12$  до  $0.57 \pm 0.04$  (см. табл. 1).



**Рис. 8.** Зависимость добротности (слева) и частотного параметра (справа) от длины окна. БРС – Байкальская рифтовая система, СТДЗ – Северо-Танзанийская дивергентная зона, ПБХ – Провинция Бассейнов и Хребтов.

**Fig. 8.** Dependence of the seismic quality factor (left) and the frequency parameter (right) of the lapse time windows. БРС – Baikal rift system, СТДЗ – North Tanzanian divergence zone, ПБХ – Basin and Range Province.

Несмотря на значительное количество исследований, посвященных сейсмической добротности, причины частотной зависимости затухания остаются неясными. С одной стороны, в работе [Aki, Chouet, 1975] вводится предположение, объясняющее разницу в затухании сейсмических волн в области высоких и низких частот влиянием глубины залегания рассеивателей и разной природой самих сейсмических волн – на частоте 1 Гц кода представлена отраженными поверхностными волнами, на частотах >10 Гц – отраженными объемными волнами. С другой стороны, в работах [Aki, 1981; Sato, Fehler, 1998; Mak et al., 2004] показано существование связи между частотной зависимостью  $Q$  и тектонической активностью исследуемых регионов. По результатам многочисленных измерений сейсмической добротности  $Q_s$  в разных регионах мира установлено, что тектонически активные регионы (Японская дуга, зона Северо-Анатолийского разлома и др.) характеризуются низкими значениями добротности ( $Q < 200$ ) [Aki, Chouet, 1975; Sato, Fehler, 1998; Mak et al., 2004]. Относительно стабильные блоки, такие как центральная часть Северо-Американской платформы, Канадский щит и др., характеризуются высокими значениями добротности ( $Q > 600$ ), в то время как в районах с умеренной сейсмичностью (Западно-Европейская платформа, Индийский щит) наблюдаются средние значения добротности –  $Q = 200–600$ . Частотный параметр ха-

рактеризует среду, возрастая с интенсивностью тектонической активности региона [Aki, 1981], и варьируется в следующих пределах:  $n < 0.5$  (для тектонически стабильных блоков),  $n = 0.3–0.8$  (для областей с умеренной тектоникой) и  $n > 0.8$  для тектонически активных структур [Mak et al., 2004]. Полученные в настоящей работе значения  $Q_0$  и  $n$  характерны для районов с высокой тектонической активностью [Mak et al., 2004].

Помимо зависимости затухания сейсмических волн от частоты, наблюдается также сильная зависимость сейсмической добротности и частотного параметра от длины окна обработки коды – величина добротности  $Q_0$  возрастает, а частотного параметра убывает с увеличением длины окна (рис. 8, табл. 2). Объяснением вариаций затухания с увеличением длины окна обработки коды  $W$  могут служить несколько факторов: (1) неоднородное распределение «рассеивателей» в объеме среды, (2) вклад в формирование коды многократно рассеянных сейсмических волн и (3) непостоянное значение внутреннего затухания  $Q_i$  [Wennerberg, 1993]. Как сказано выше, в работах [Abubakirov, Gusev, 1990; Hoshiba, 1991; Mayeda et al., 1992] было показано, что теория однократного рассеяния хорошо работает на малых значениях длины окна обработки коды ( $W < 100$  с), так как для таких значений  $W$  рассеянное волновое поле слишком слабо и не дает вторичного рассеяния на неоднородностях [Aki,

[Chouet, 1975; Rautian, Khalturin, 1978; Kopnischev, 1991]. В нашем случае используются значения длины окна обработки коды <100 с, что дает возможность применять для интерпретации полученных результатов модель однократного рассеяния.

В рамках модели однократного рассеяния есть возможность оценить объем и глубину формирования коды: согласно [Pulli, 1984], значение добротности, полученное на сейсмической станции, характеризует некоторый объем пространства (эллипсоид), в фокусах которого находятся источник (очаг землетрясения) и приемник (сейсмическая станция). Размеры эллипсоида ( $a$ ,  $b$  – длина полуосей эллипсоида,  $c$  – глубина нижней границы эллипсоида) определяются следующими соотношениями:

$$a = \frac{vt}{2}; b = \sqrt{\left(\frac{vt}{2}\right)^2 - \frac{r^2}{4}}; c = h + \sqrt{\left(\frac{vt}{2}\right)^2 - \frac{r^2}{4}}, \quad (10)$$

где  $V$  – скорость сейсмических волн,  $r$  – расстояние «источник – приемник»,  $h$  – глубина очага землетрясения,  $t$  – средняя длина временного окна, которая определяется как

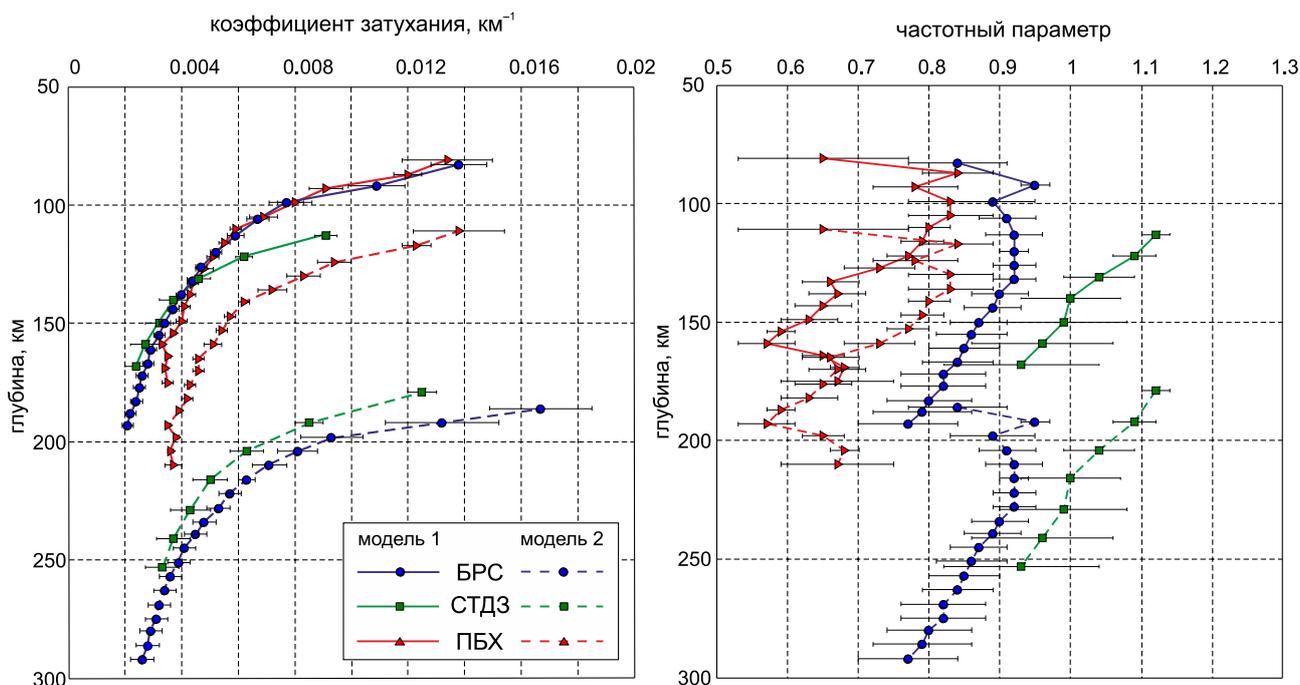
$$t = t_{start} + \frac{W}{2}, \quad (11)$$

где  $t_{start}$  – начальное время для окна обработки коды. Согласно формулам (10, 11), размеры исследуемой области зависят от эпицентрального расстояния и глубины очага землетрясения, а также от длины окна обработки коды. Чем больше эпицентральное расстояние и длина окна, тем более глубокие области литосферы участвуют в формировании коды. Иными словами, меняя длину окна  $W$ , можно проследить характер изменения  $Q_c(f)$  в зависимости от объема предполагаемой области формирования коды и ее максимальной глубины. Таким образом, увеличение добротности  $Q_c$  с увеличением длины окна может быть интерпретировано как увеличение добротности с глубиной, так как волны, прибывающие на сейсмограмме позже, могут быть отражены от более глубоких частей литосферы, чем волны, прибывающие раньше. Необходимо отметить, что в оригинальной работе [Pulli, 1984] данный метод определения объема формирования кода-волн игнорирует контраст скоростей сейсмических волн на границе Мохо.

В представленной работе мы попытались оценить влияние скоростной модели на глубинные вариации характеристик затухания. С этой целью для каждой из рассматриваемых рифтовых систем были рассчитаны параметры эллипсоида для двух случаев: «модель 1» – однородное полупространство с постоянной скоростью сейсмических волн и «модель 2» – слоистая модель среды, учитывающая

изменение скорости сейсмических волн на границе Мохо согласно подходу [Kopnischev, 1991]. В Байкальской рифтовой системе глубина Мохо колеблется от 34 км (Южный Байкал) до 45 км (северо-восточный фланг рифта), скорости  $S$ -волн меняются от 3.58–3.70 км/с в коре до 4.3 км/с – в аномальной мантии (диапазон глубин  $\approx$ 38–55 км) и 4.5–4.8 км/с в нормальной мантии [Puzyrev, 1981]. Для Северо-Танзанийской дивергентной зоны скорость поперечных волн в верхней коре составляет 3.4 км/с, в средней меняется до 3.8 км/с (глубины 14–27 км) и в нижней коре – 4.0 км/с (27–37 км), в мантии – 4.8 км/с согласно [Birt et al., 1997; Last et al., 1997]. Для северной части Провинции Бассейнов и Хребтов использовалась двухслойная модель согласно [Bensen et al., 2009; Shen et al., 2012]: в коре (до 35 км) скорость поперечных волн 3.4 км/с, в мантии – 4.2 км/с. В зависимости от использованного подхода размеры осей эллипсоида значительно меняются – разница может составлять до 103 км для Байкальской рифтовой системы, 85 км – для Северо-Танзанийской дивергентной зоны и 35 км для Провинции Бассейнов и Хребтов (рис. 9). Поскольку коэффициент затухания также зависит от скорости распространения сейсмических волн, его значения были пересчитаны согласно представленным моделям (рис. 9). Наибольшее изменение коэффициента затухания в зависимости от применяемой скоростной модели наблюдается для Северо-Танзанийской дивергентной зоны – в среднем 36 %, несколько меньше изменение величины  $\delta$  для Байкальского рифта – 22 %, минимальное изменение наблюдается для Провинции Бассейнов и Хребтов – всего 5 % (рис. 9).

Анализ глубинных распределений параметров затухания показывает, что при использовании модели 1 коэффициенты затухания сейсмических волн в литосфере Байкальской рифтовой системы и Провинции Бассейнов и Хребтов практически одинаковы, несколько выше затухание в Северо-Танзанийской дивергентной зоне на глубинах до 120 км (рис. 9). При использовании слоистой модели среды значения  $\delta$  для Байкальского и Северо-Танзанийского рифтов незначительно отличаются друг от друга. Интересная картина наблюдается для распределения частотного параметра с глубиной – наименьшие значения  $n$  отмечены для Провинции Бассейнов и Хребтов, максимальные – для Северо-Танзанийской дивергентной зоны и промежуточные значения – для Байкальского рифта. Большая степень растяжения предполагает присутствие под литосферой интенсивно конвектирующего вещества (астеносферы). В работе [Puzyrev, 1981] установлено, что на большой площади под Провинцией Бассейнов и Хребтов обнаруживается слой с пониженной скоростью в самой верхней



**Рис. 9.** Распределение коэффициента затухания (слева) и частотного параметра (справа) по глубине для разных моделей среды: модель 1 – однородное полупространство с постоянной скоростью сейсмических волн, модель 2 – слоистая модель. БРС – Байкальская рифтовая система, СТДЗ – Северо-Танзанийская дивергентная зона, ПБХ – Провинция Бассейнов и Хребтов.

**Fig. 9.** The distribution of the attenuation factor (left) and the frequency parameter (right) in depth for different models of the medium: Model 1 – homogeneous half space at a constant velocity of seismic waves, Model 2 – layered model. БРС – Baikal rift system, СТДЗ – North Tanzanian divergence zone, ПБХ – Basin and Range Province.

части мантии. Из этого следует, что при прочих равных условиях среда под Провинцией Бассейнов и Хребтов более однородна по сравнению с другими рассматриваемыми рифтовыми системами, что находит свое отражение в значениях частотного параметра, характеризующего неоднородность среды.

Помимо различий параметров затухания для разных рифтовых систем также присутствует нелинейность изменения частотного параметра с глубиной – при общей тенденции к понижению наблюдаются участки с постоянными значениями  $n$ , с относительно высокими и низкими скоростями уменьшения  $n$  (рис. 9). Сопоставление глубинных вариаций затухания и скоростного строения исследуемых регионов показало, что изменения коэффициента затухания и частотного параметра приурочены к скоростным границам в среде [Dobrynina, 2013; Dobrynina et al., 2016a, 2016b, 2017].

В работе [Dobrynina et al., 2016a] для северо-восточного фланга Байкальской рифтовой системы по коде близких землетрясений для 11 локальных районов получены одномерные разрезы сейсмической добротности для глубин от 44 до 306 км, характеризующиеся чередованием слоев с высоким и

низким затуханием (рис. 10). Сопоставление разреза добротности литосферы и верхней мантии, построенного по полученным данным для северо-восточного фланга Байкальской рифтовой системы (от Кичерской впадины до горного обрамления Чарской впадины), с результатами телесеismicкой 2D-томографии [Mordvinova, 2009], данными ГСЗ [Puzirev, 1993], а также с одномерными профилями скоростей S-волн [Anan'in et al., 2009] показывает, что изменения значений добротности приурочены к скоростным границам среды, причем для областей с повышенными скоростями сейсмических волн также характерны повышенные значения  $Q_s$  и наоборот. По данным МТЗ [Pospreev, 1988], на территории северо-восточного фланга Байкальской рифтовой системы выявлен проводящий астеносферный слой на глубинах 80–120 км, которому соответствует слой пониженных скоростей и высокого затухания сейсмических волн [Dobrynina et al., 2016a]. Слои с повышенным затуханием сейсмических кода-волн в литосфере (глубины менее 100 км), фиксируемые в пределах Верхнеангарско-Муйской перемычки и в районе Чарской впадины, могут иметь различное происхождение. В первом случае их формирование может быть



**Рис. 10.** Схематический разрез литосферы и верхней мантии северо-восточного фланга Байкальской рифтовой системы, основанный на интерполяции данных о поглощении сейсмических кода-волн.

1 – кривые сейсмической добротности; 2 – области повышенного затухания сейсмических волн; 3 – предположительные границы области повышенного затухания; 4 – граница между литосферой и астеносферой (LAB); 5 – граница Мохо (М) по данным [Puzyrev, 1981]; 6 – граница Леманн (L); 7 – сейсмические станции и их названия.

**Fig. 10.** Schematic cross-section of the lithosphere and the upper mantle in the northeastern flank of the Baikal rift system, based on the interpolated data on the attenuation of seismic coda-waves.

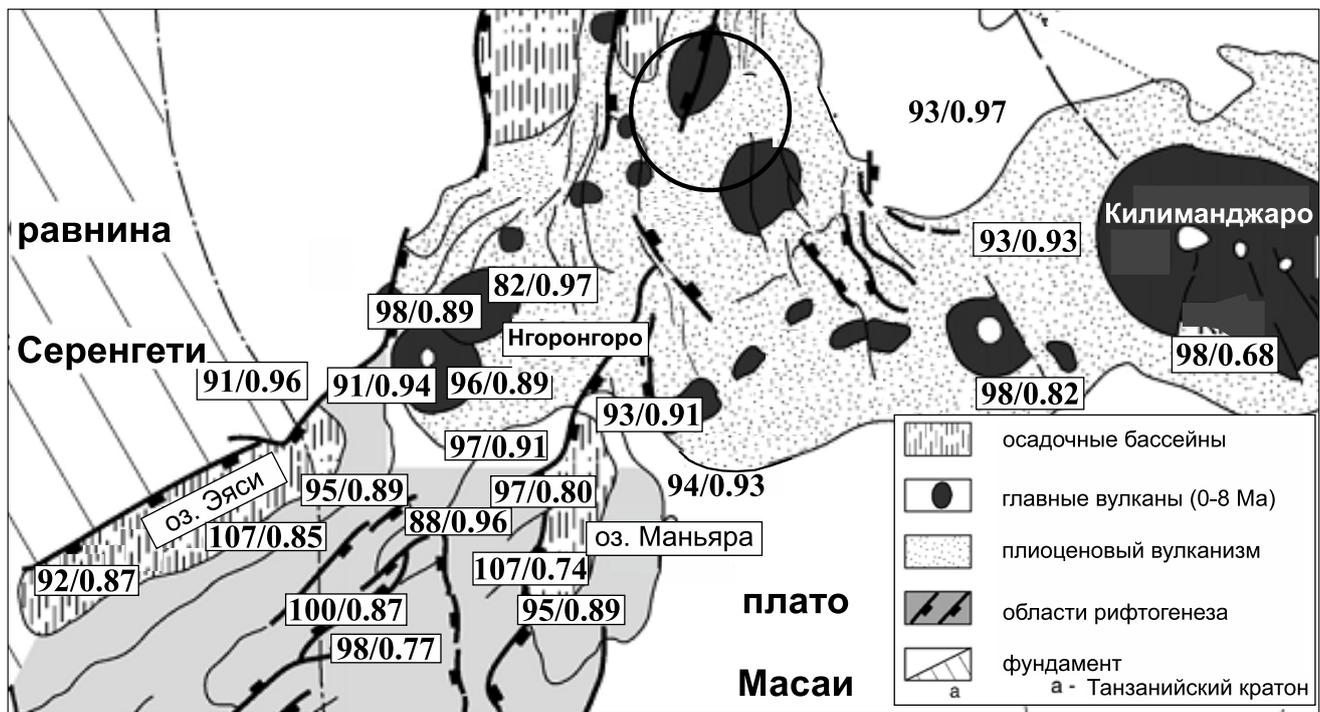
1 – curves of the seismic quality factor; 2 – areas of increased attenuation of seismic waves; 3 – assumed boundaries of the high attenuation area; 4 – boundary between the lithosphere and the asthenosphere (LAB); 5 – Moho (M) according to [Puzyrev, 1981]; 6 – Lehmann boundary (L); 7 – seismic stations and their names.

связано с повышенной сейсмической активностью, раздробленностью и, вследствие этого, повышенной флюидонасыщенностью литосферы, что, в свою очередь, приводит к резкому увеличению поглощения [Hammond, Humpreys, 2000]. Во втором случае нельзя исключить возможность появления на глубинах 70–90 км промежуточных магматических очагов – источников позднекайнозойских базальтов Удоканского вулканического поля и приуроченность к ним областей повышенного затухания сейсмических волн. Кроме того, наблюдаемое под Удоканом утонение литосферы также может фиксировать положение области плавления в верхней мантии.

Сопоставление вариаций характеристик затухания со скоростным строением исследуемых регионов, в целом, позволяет заключить, что изменение угла наклона графика зависимости частотного параметра и коэффициента затухания от глубины связано со скоростным строением, неоднородностью и флюидонасыщенностью среды. При этом резкие изменения коэффициента затухания и частотного параметра приурочены к скоростным границам, в то время как общее уменьшение параметров затухания с глубиной связано, скорее всего, с механической неоднородностью среды – ее нару-

шенностью разломами. Высокие значения затухания и частотного параметра, характерные для верхней части разреза, свидетельствуют о высокой степени неоднородности среды. Уменьшение параметров  $\delta$  и  $n$  в средней и нижней части разреза говорит о более однородной структуре среды на больших глубинах, так как высокое литостатическое давление на глубине приводит к закрытию трещин и проявлению пластических деформаций [Nikolaevskii, 1984]. Вместе с тем необходимо отметить, что вопрос объема формирования и глубины проникновения кода-волн является дискуссионным и требует дальнейших исследований, включающих работы по моделированию.

Помимо расчета сейсмической добротности для рассматриваемых регионов в целом, предпринята попытка оценить вариации затухания в отдельных тектонических блоках, составляющих Байкальскую рифтовую систему. Взаимное расположение сейсмических станций и эпицентров землетрясений и взрывов не позволяет провести подобный анализ для Провинции Бассейнов и Хребтов и Северо-Танзанийской дивергентной зоны (см. рис. 7). Тем не менее для Северо-Танзанийской дивергентной зоны значения  $Q_0$  и  $n$  были рассчитаны отдельно для каждой сейсмической станции при минималь-



**Рис. 11.** Латеральные вариации параметров затухания  $Q_0$  и  $n$  для зоны Северо-Танзанийской дивергенции. Окружностью показана эпицентральная область Гелайской форшоково-афтершоковой последовательности. В качестве подложки использован фрагмент карты основных тектонических структур региона (из работы [Le Gall et al., 2008]).

**Fig. 11.** Lateral variations of attenuation parameters  $Q_0$  and  $n$  for the North Tanzanian divergence zone. The circle shows the epicentral area of the Gelay foreshock-aftershock sequence. The background is a fragment of the map showing the main tectonic structures of the region (from [Le Gall et al., 2008]).

ной длине окна  $W=20$  с (рис. 11). Видно, что латеральные вариации параметров затухания незначительны (в среднем, сейсмическая добротность  $Q_0=95\pm 6$ , а частотный параметр –  $0.88\pm 0.08$ ), но все же прослеживается тенденция к увеличению затухания сейсмических волн в области вулканического пояса Нгоронгоро – Килиманджаро по сравнению с областями рифтогенеза на юго-западе исследуемой области при сопоставимых расстояниях «источник – приемник» (рис. 11).

Для того чтобы оценить латеральные вариации затухания сейсмических волн в Байкальском рифте, значения  $Q_c$  рассчитывались для отдельных тектонических единиц – рифтовых впадин, горных поднятий, междувпадинных перемычек и Сибирской платформы (табл. 3). Регионализация базировалась (1) на идентификации главных морфотектонических единиц и (2) на наличии достаточного количества исходных данных (землетрясений). В результате было выбрано 22 блока (табл. 3). Основным критерием отбора землетрясений была локализация сейсмических станций и землетрясений в пределах выбранного блока или на его окраинах (случай заполненных водой рифтовых впадин). Для каждого блока рассчитывались значения

добротности и частотного параметра на частоте 1 Гц (табл. 3), так как именно на этой частоте неоднородности поля поглощения сейсмических волн проявлены лучше всего [Aptikaeva, Kopnichev, 1991].

По простиранию рифтовой системы добротность  $Q_0$  меняется в пределах от 72 до 109, а показатель неоднородности среды  $n$  изменяется в пределах от 0.87 до 1.22 (табл. 3). В целом, минимумы  $Q_c$  приурочены к впадинам, а максимумы – к перемычкам и плечам рифтов (рис. 12). Предварительные результаты исследований затухания сейсмических волн в литосфере юго-западного фланга Байкальской рифтовой системы [Dobrynina et al., 2011; Dobrynina, 2011] выявили зависимость затухания от сейсмической активности и, в меньшей степени, от возраста консолидации коры. В настоящей работе параметры затухания  $Q_0$  и  $n$  для различных областей рифтовой системы сопоставлялись с картами реализации суммарного сейсмического момента, плотности разломов и теплового потока.

Карта суммарного сейсмического момента была построена на основе региональной корреляционной зависимости между сейсмическим моментом и

Т а б л и ц а 3. Параметры затухания и геолого-геофизические характеристики отдельных тектонических структур Байкальского рифта

Table 3. Attenuation parameters and geological and geophysical characteristics of the individual tectonic structures of the Baikal rift

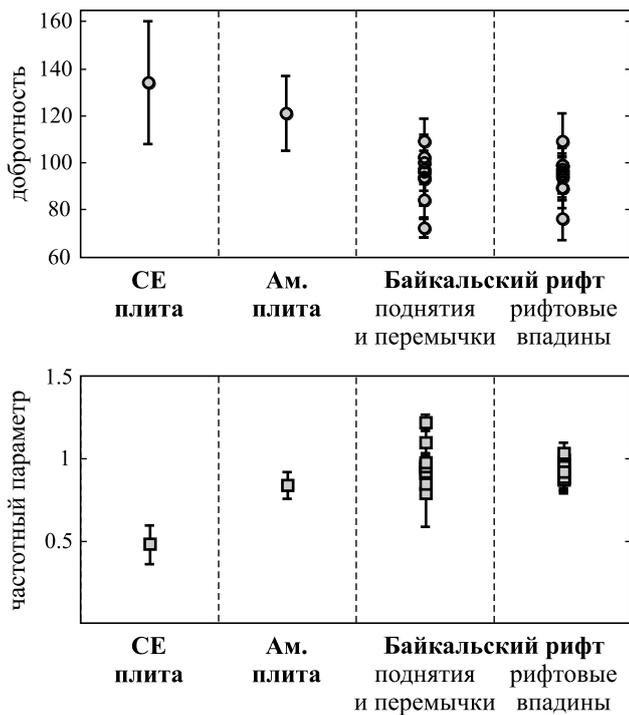
Номер блока	$Q_0$	$\sigma_{Q_0}$	$n$	$\sigma_n$	$N$	$\Sigma M_0 \cdot 10^{16}$ , Н·м	$M_{\max} \cdot 10^{16}$ , Н·м	Плотность разломов	Тепловой поток, мВт/м <sup>2</sup>	
									максимальный	средний
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
1	94	6	0.96	0.04	154	30.909	3.436	110	143	95.25
2	121	16	0.84	0.08	84	36.422	8.035	70	69	57.00
3	96	7	0.91	0.04	140	28.637	8.035	70	103	80.00
4	84	7	1.1	0.07	68	7.878	1.107	90	103	80.00
5	134	26	0.48	0.12	13	12.403	1.469	50	64	39.54
6	95	11	0.89	0.08	189	113.548	14.158	130	165	67.63
7	89	5	0.99	0.04	195	85.644	2.588	170	264	71.32
8	109	12	0.88	0.09	84	28.729	4.560	70	474	81.23
9	89	2	0.97	0.02	118	126.852	10.666	70	330	89.82
10	96	14	0.94	0.09	89	93.739	10.666	70	79	55.33
11	93	9	0.91	0.07	270	154.095	3.436	110	330	128.33
12	97	5	0.95	0.03	98	35.320	6.053	170	152	90.00
13	100	5	0.92	0.04	84	47.661	2.588	110	79	79.00
14	99	9	0.87	0.05	65	25.742	3.436	110	56	32.00
15	102	9	0.95	0.07	15	13.905	2.588	90	64	41.50
16	72	4	0.98	0.04	28	27.734	1.950	70	147	85.67
17	72	4	1.22	0.05	96	81.693	18.793	70	147	77.00
18	76	9	1.03	0.07	60	13.051	1.950	90	147	49.00
19	94	13	0.89	0.08	40	11.827	1.469	70	58	41.75
20	99	5	0.92	0.03	81	110.907	18.793	70	48	28.75
21	97	15	0.79	0.2	24	47.055	14.158	70	78	50.80
22	109	10	0.85	0.06	91	21.335	3.436	110	78	43.67

П р и м е ч а н и е. В графе 1 дан номер блока, включающего отдельную тектоническую структуру: 1 – поднятие Восточного Саяна, 2 – Хамар-Дабанское поднятие, 3 – Тункинская впадина, 4 – Главный Саянский разлом, 5 – Сибирская платформа, 6 – Южно-Байкальская впадина, 7 – Центрально-Байкальская впадина, 8 – Северо-Байкальская впадина, 9 – Верхнеангарская впадина, 10 – Кичеро-Верхнеангарская междувпадинная перемычка, 11 – Баргузинское поднятие, 12 – Икатское поднятие, 13 – Баргузинская впадина, 14 – Кичерская впадина, 15 – Северо-Муйское поднятие, 16 – Верхнеангарско-Муйская междувпадинная перемычка, 17 – северо-восточная часть Верхнемуйской впадины, 18 – Ципа-Баунтовская впадина, 19 – Муйская впадина, 20 – Чарская впадина, 21 – северо-восточная часть Удоканского поднятия, 22 – Удоканское поднятие. 2, 3 – значение добротности на частоте 1 Гц ( $Q_0$ ) и его среднеквадратичное отклонение; 4, 5 – значение частотного параметра и его среднеквадратичное отклонение; 6 – количество измерений; 7, 8 – суммарный и максимальный сейсмический момент; 9 – максимальная поверхностная плотность разломов; 10, 11 – максимальное и среднее значение теплового потока.

N o t e. Column 1 shows numbers of blocks, each including a separate tectonic structure: 1 – Eastern Sayan uplift, 2 – Khamar-Daban uplift, 3 – Tunka basin, 4 – Main Sayan fault, 5 – Siberian platform, 6 – South Baikal basin, 7 – Central Baikal basin, 8 – North Baikal basin, 9 – Upper Angara basin, 10 – Kichera–Upper Angara inter-basin area, 11 – Barguzin uplift, 12 – Ikat uplift, 13 – Barguzin basin, 14 – Kichera basin, 15 – North Muya uplift, 16 – Upper Andara–Muya inter-basin area, 17 – northeastern part of the Upper–Muya basin, 18 – Tzipa–Baunt basin, 19 – Muya basin, 20 – Chara basin, 21 – north–eastern part of the Udokan uplift, 22 – Udokan uplift; 2, 3 – values of seismic quality factor at the frequency of 1 Hz ( $Q_0$ ) and its root-mean-square deviation; 4, 5 – values of the frequency parameter and its root-mean-square deviation; 6 – number of measurements; 7, 8 – cumulative and maximum seismic moment; 9 – maximum surface density of faults; 10, 11 – maximum and average values of heat flow.

энергетическим классом [Dobrynina et al., 2014]. Для построения карты использовались суммарные сейсмические моменты землетрясений с магнитудой  $M \geq 4$  за период 1960–2013 гг. в ячейках размером 50×50 км (рис. 13). Также мы использовали карту поверхностной плотности разломов в Байкальском рифте [Sherman, 1992], на которой приведены как активные, так и неактивные разломы (рис. 14). За

единицу площади принималась трапеция с размерами 65×70 км. По данным работ [Golubev, 2007; Duchkov, 1985; Lysak, 2002] была построена карта теплового потока Байкальской рифтовой системы и окружающих территорий (рис. 15). Хотя пункты измерения теплового потока распределены по исследуемой территории очень неравномерно, на карте хорошо выделяются места с высоким тепло-



**Рис. 12.** Вариации параметров затухания  $Q_0$  (вверху) и  $n$  (внизу) для различных тектонических структур: Северо-Евразийской (СЕ плита) и Амурской (Ам. плита) плит и Байкальской рифтовой системы.

**Fig. 12.** Variations of attenuation parameters  $Q_0$  (top) and  $n$  (bottom) for different tectonic structures: North-Eurasian (СЕ плита) and Amurian (Ам. плита) plates, and the Baikal rift system.

вым потоком, такие как край Сибирской платформы, Хубсугульская впадина, Муйский район и др. (см. рис. 14).

Сопоставление карт суммарного сейсмического момента, поверхностной плотности разломов и теплового потока показывает хорошую общую сходимость аномалий: области с высокой сейсмической активностью характеризуются высокой плотностью разломов и высокими значениями теплового потока (рис. 13–15). В целом, области с высокими значениями суммарного сейсмического момента, высокой плотностью разломов и повышенным тепловым потоком отличаются высокими значениями затухания сейсмических волн и показателя неоднородности среды (табл. 3), что подтверждает наши первоначальные выводы [Dobrynina et al., 2011; Dobrynina, 2011].

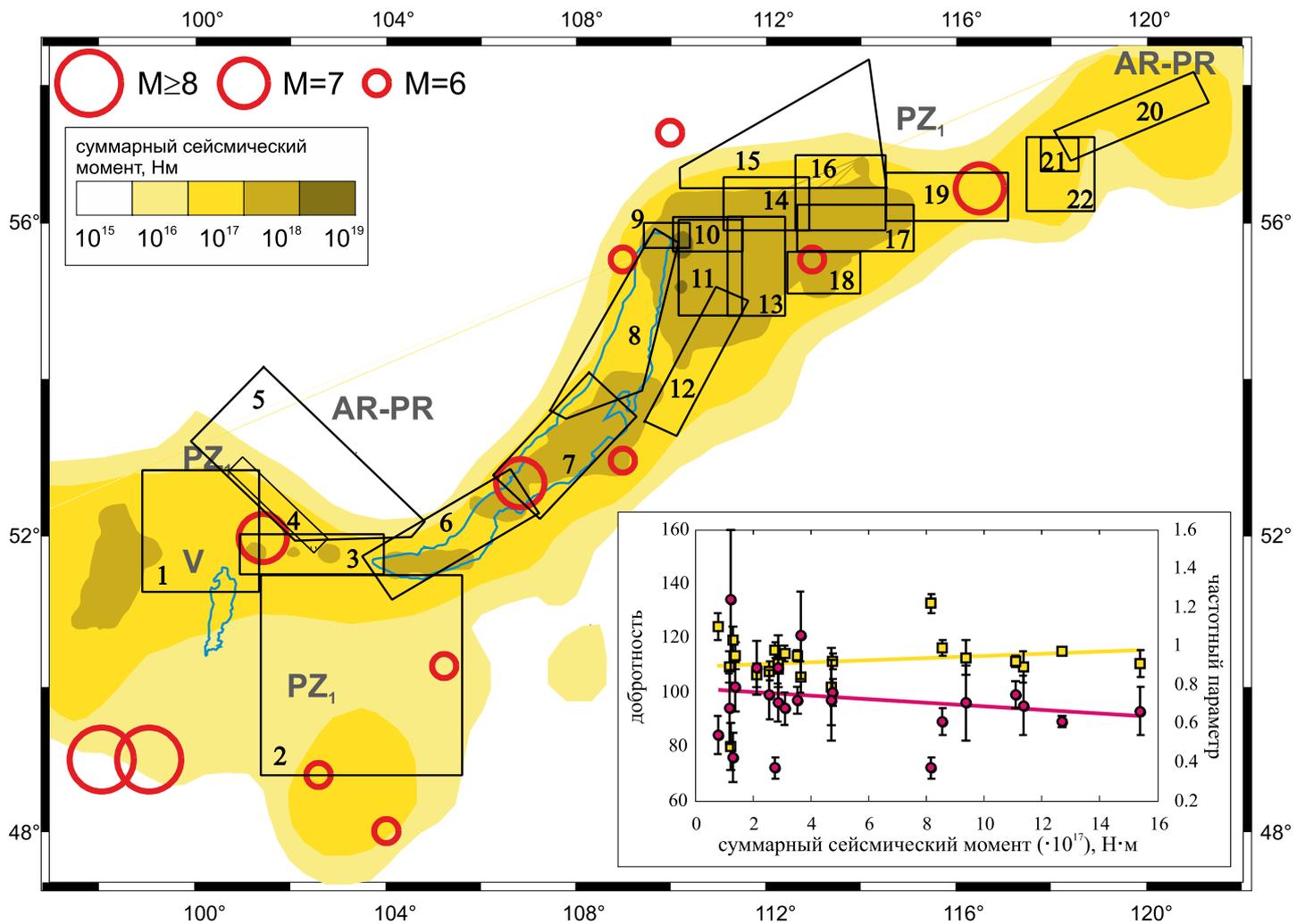
При детальном рассмотрении соотношений параметров затухания  $Q_0$  и  $n$  для отдельных тектонических блоков отмечаются некоторые важные особенности. Одна из наблюдаемых тенденций состоит в том, что как затухание, так и частотный параметр снижаются для древних стабильных областей,

т.е. в целом зависят от возраста консолидации земной коры. Максимальные значения  $Q_0$  и минимальные значения  $n$  характерны для докембрийской Сибирской платформы. Несколько ниже добротность литосферы для нижнепалеозойского Хамар-Дабанского блока и докембрийской Муйской глыбы. В то же время отмечается существенное снижение добротности как докембрийских, так и палеозойских участков коры при внедрении в них процессов рифтогенеза. Так, для структур северо-восточного фланга Байкальской рифтовой системы (Чарская впадина и ее окружение), которые внедряются в пределы южного выступа Сибирской платформы, характерны пониженные значения добротности и повышенные значения  $n$ . Схожая ситуация наблюдается для сейсмически активных Окинского и Восточно-Саянского блоков, относящихся к вендскому Тувино-Монгольскому микроконтиненту.

Как сказано выше, максимальное затухание наблюдается в рифтовых впадинах, ниже затухание в областях междувпадинных перемычек и горных поднятий, но при этом наблюдаются две контрастные аномалии – Муйский район и Северо-Байкальская впадина. Для Муйского района (включает блоки 16–18: Верхнеангарско-Муйская междувпадинная перемычка, Верхнемуйская впадина и Ципа-Баунтовская впадина) отмечается минимальное значение добротности  $Q_0=72$ , в то время как частотный параметр имеет максимальное значение во всей рифтовой системе –  $n=1.22$ , что согласуется с высокой сейсмической активностью этой части рифта. Однако поверхностная плотность разрывов здесь относительно невелика (~70, см. рис. 13) в противоположность высокому значению  $n$ . С другой стороны, здесь наблюдается локальная аномалия теплового потока (147 мВт/м<sup>2</sup>, см. рис. 14), что может объяснить высокое затухание сейсмических волн в этой локальной области [Aptikaeva, 1991; Koprnichev, Sokolova, 2003].

Другой аномалией является Северо-Байкальская впадина, которая характеризуется достаточно высоким затуханием ( $Q_0=109$ ,  $n=0.88$ ). При этом известно, что уровень сейсмической активности и плотность разрывов здесь низкие (см. рис. 13, 14), в то время как значения теплового потока достаточно велики – до 474 мВт/м<sup>2</sup> (рис. 15). Можно заключить, что тепловой поток оказывает доминирующее влияние на затухание сейсмических волн относительно других геолого-геофизических характеристик среды.

Дополнительная информация о факторах, влияющих на затухание сейсмических волн, может быть получена при анализе двух составляющих затухания – внутреннего затухания ( $Q_i$ ) и затухания вследствие рассеяния сейсмических волн на



**Рис. 13.** Распределение суммарного сейсмического момента за период 1960–2013 гг. на территории Байкальской рифтовой системы.

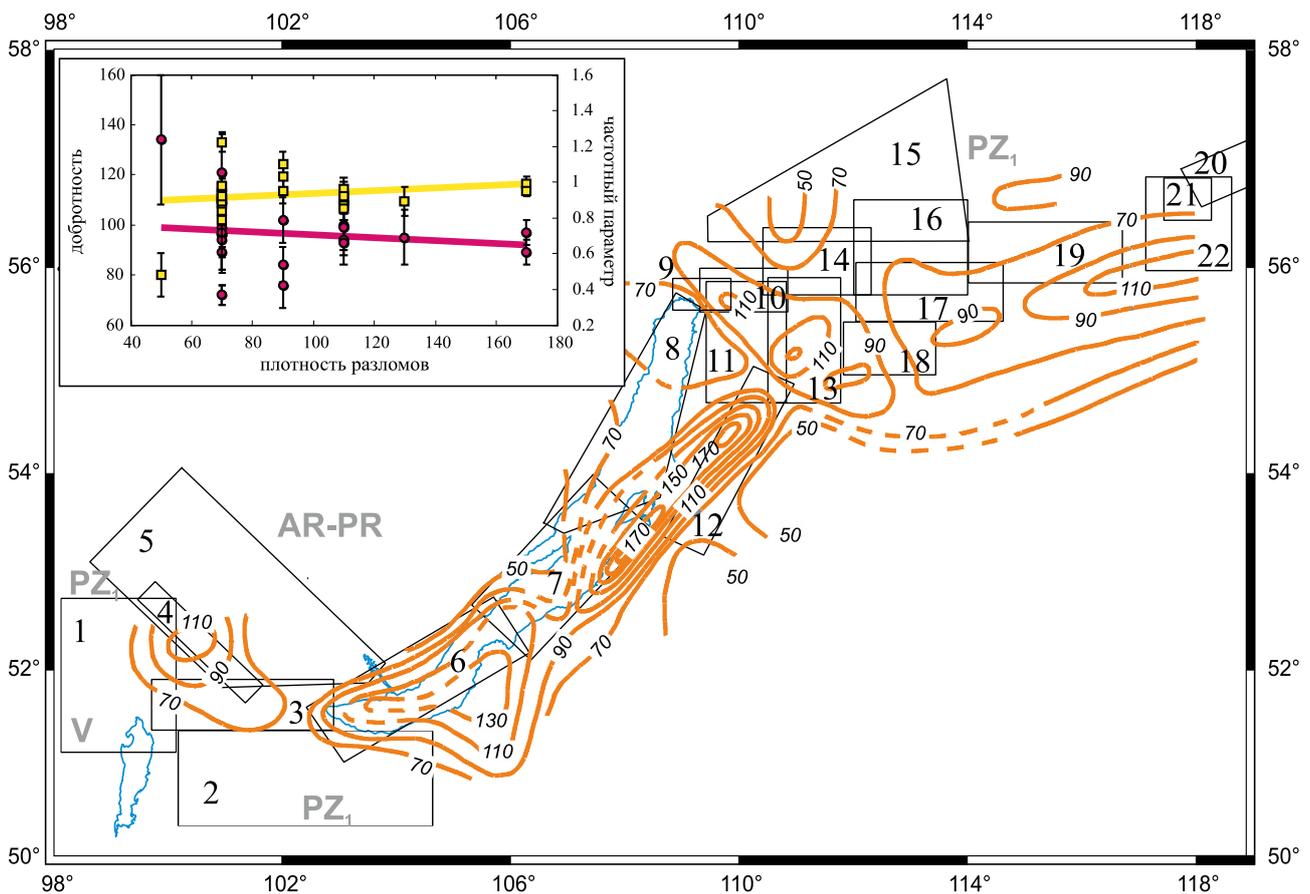
Выделены области отдельных тектонических структур, для которых рассчитывались значения  $Q_0$  и  $n$  (см. пояснения в тексте). Кругами показаны эпицентры сильных землетрясений до 1960 г. На врезке показана зависимость добротности на частоте 1 Гц и частотного параметра от суммарного сейсмического момента для отдельных тектонических структур.

**Fig. 13.** Distribution of the cumulative seismic moment for the period from 1960 to 2013 on the territory of the Baikal rift system.

Contoured are the areas of separate tectonic structures, for which values of  $Q_0$  and  $n$  were estimated (explanations in the text). Circles show epicenters of strong earthquakes that took place up to 1960. The inset shows the dependence of the seismic quality factor at the frequency of 1 Hz, and the dependence of the frequency parameter from of the cumulative seismic moment for the separate tectonic structures.

неоднородностях среды ( $Q_{sc}$ ). Расчет величин  $Q_i$  и  $Q_{sc}$  для рассматриваемых рифтовых систем показал, что для всех трех регионов наибольший вклад в общее затухание дает внутреннее затухание (см. табл. 2). Соотношения между компонентами  $Q_i$  и  $Q_{sc}$  для Байкальской рифтовой системы и Провинции Бассейнов и Хребтов приблизительно одинаковы ( $Q_i \sim 62\%$ ,  $Q_{sc} \sim 37\%$  для БРС и  $Q_i \sim 65\%$ ,  $Q_{sc} \sim 35\%$  для ПБХ), а для зоны Северо-Танзанийской дивергенции вклад внутреннего затухания является определяющим и составляет  $\sim 95\%$  от общего затухания.

При этом для Северо-Танзанийской дивергентной зоны характерны средние значения теплового потока, 5–10 мВт/м<sup>2</sup> [Nyblade et al., 1990], в то время как для Провинции Бассейнов и Хребтов наблюдаются величины теплового потока от 40 мВт/м<sup>2</sup> и выше (согласно информации из Общей базы данных Международной комиссии по тепловому потоку [The Global Heat Flow..., 2016]). Другими словами, полученные высокие значения внутреннего затухания не могут объясняться активным кайнозойским рифтогенезом и современным вул-



**Рис. 14.** Карта поверхностной плотности разломов (заимствовано из работы [Sherman, 1992]). На врезке показана зависимость добротности на частоте 1 Гц и частотного параметра от поверхностной плотности разломов для отдельных тектонических структур.

**Fig. 14.** Map of the surface density of faults (from [Sherman, 1992]). The inset shows the dependence of the seismic quality factor at the frequency of 1 Hz, and the dependence of the frequency parameter from the surface density of faults in separate tectonic structures.

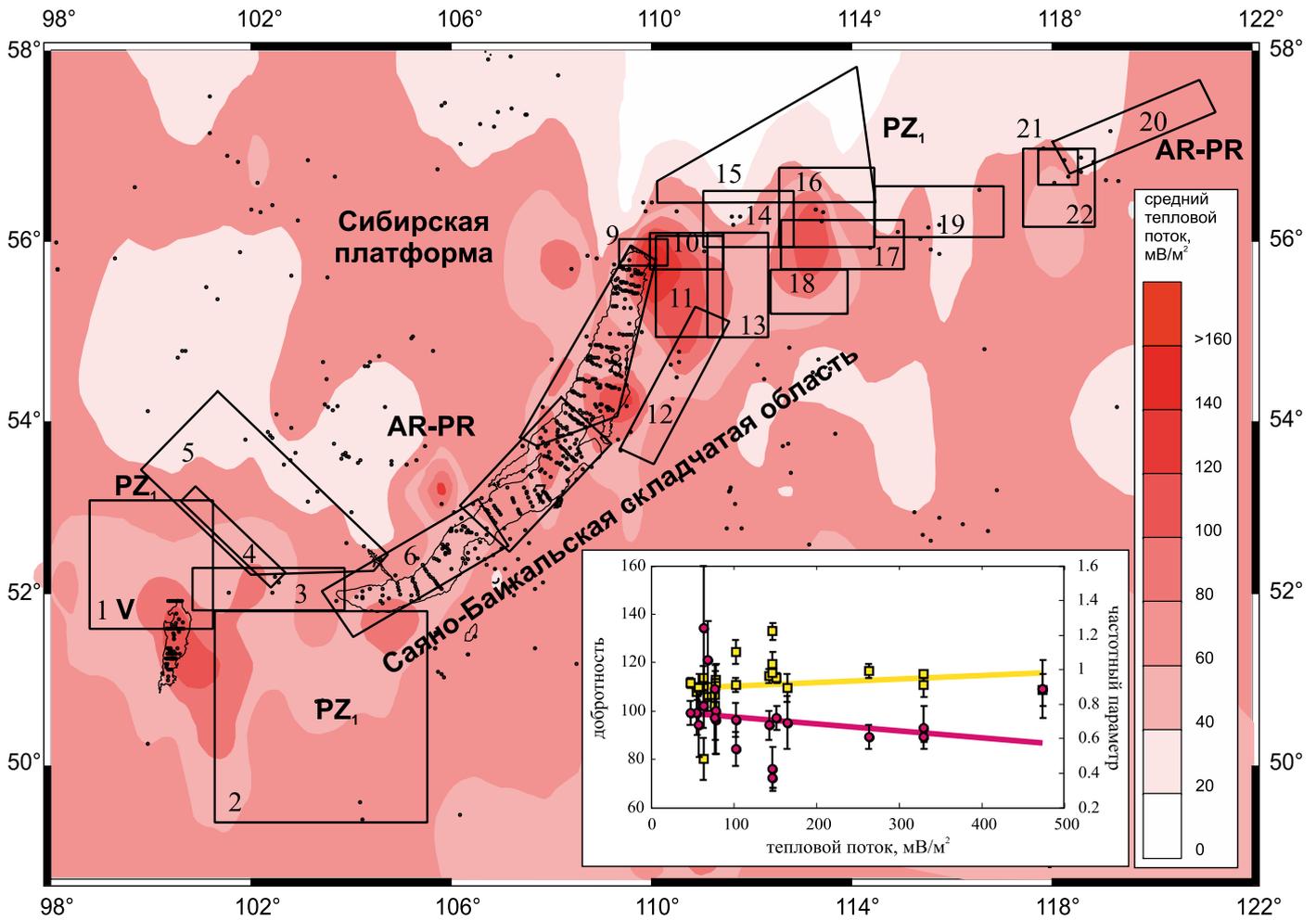
канизмом. Аналогичные данные о доминирующем вкладе внутреннего затухания для зоны Танзанийского кратона и восточной ветви Восточно-Африканской рифтовой системы получены в работе [Jemberie, Nyblade, 2009] по поверхностным волнам Лява и их коде. В качестве альтернативного объяснения авторами приводится нарушение верхней части коры активными разломами и высокое содержание флюидов [Jemberie, Nyblade, 2009].

Абсолютные значения общего затухания и его компонент для рассматриваемых рифтовых систем также достаточно сильно отличаются между собой – наибольшее общее затухание наблюдается для Провинции Бассейнов и Хребтов ( $Q_T=53$ ,  $n=1.08$ ), для двух других рифтов значения практически равны (98 и 89, см. табл. 2). Вместе с тем необходимо отметить, что очаги землетрясений в Провинции Бассейнов и Хребтов приурочены к верхней коре (глубины ~3 км [Owens, Randall, 1989]), в то время как для Байкальской рифтовой системы ос-

новная масса очагов землетрясений приурочена к средней части коры (~15 км, согласно [Radziminovich, 2010]), а землетрясения Гелайской последовательности в целом произошли на глубинах 5–10 км [Albaric et al., 2010]. Из этого следует, что прямое сопоставление параметров затухания для трех рифтов может быть не вполне корректным, поскольку верхняя часть коры максимально неоднородна [Spudish, Iida, 1993; Gusev, 1995] и положение гипоцентра источника может оказывать существенное влияние на результаты.

## 6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Получены оценки затухания сейсмических волн в литосфере и верхней мантии трех крупных рифтовых систем мира: Байкальской рифтовой системы (Евразия), Северо-Танзанийской дивергентной зоны (Африка) и северной части Провинции Бас-



**Рис. 15.** Карта распределения осредненного теплового потока по данным [Duchkov, 1985; Lysak, 2002; Golubev, 2007]. На врезке показана зависимость добротности на частоте 1 Гц и частотного параметра от среднего теплового потока для отдельных тектонических структур.

**Fig. 15.** Map showing the distribution of the averaged heat flow, according to the data [Duchkov, 1985; Lysak, 2002; Golubev, 2007]. The inset shows the dependence of the seismic quality factor at the frequency of 1 Hz, and the dependence of the frequency parameter from the average heat flow for separate tectonic structures.

сейнов и Хребтов (Северная Америка). По записям прямых и кода-волн региональных землетрясений с использованием теории однократного рассеяния [Aki, Chouet, 1975], гибридной модели [Zeng, 1991] и подхода [Wennerberg, 1993] рассчитаны значения сейсмической добротности ( $Q_c$ ), частотного параметра ( $n$ ), коэффициента затухания ( $\delta$ ), общего затухания ( $Q_T$ ), а также проведена оценка вклада двух компонент затухания – внутреннего затухания ( $Q_i$ ) и затухания вследствие рассеяния на неоднородностях среды ( $Q_{sc}$ ) в общее затухание.

Значения  $Q_c$  показывают высокую зависимость от частоты в диапазоне 0.2–16.0 Гц и длины окна обработки коды:

для Байкальской рифтовой системы  $Q_c$  возрастает от  $43 \pm 48$  до  $944 \pm 178$  для центральных частот 0.3 и 12.0 Гц при длине окна обработки коды

$W=20$  с и от  $97 \pm 49$  до  $1767 \pm 560$  на тех же частотах при  $W=80$  с; значения  $Q_0$  возрастают от  $53 \pm 4$  до  $335 \pm 33$ , а частотного параметра – от  $0.84 \pm 0.07$  до  $0.77 \pm 0.07$  в зависимости от длины окна  $W$ ;

для Северо-Танзанийской дивергентной зоны  $Q_c$  увеличивается от  $37 \pm 35$  до  $1141 \pm 187$  ( $f_c=0.3$  и 12.0 Гц,  $W=20$  с) и от  $79 \pm 43$  до  $1999 \pm 496$  на тех же частотах ( $W=80$  с);  $Q_0$  меняются от  $74 \pm 3$  до  $278 \pm 48$ , а частотного параметра – от  $1.12 \pm 0.02$  до  $0.93 \pm 0.11$ ;

для Провинции Бассейнов и Хребтов  $Q_c$  возрастает от  $46 \pm 45$  до  $457 \pm 100$  ( $f_c=0.3$  и 12.0 Гц,  $W=20$  с) и от 134 до  $623 \pm 138$  ( $f_c=0.3$  и 6.0 Гц,  $W=80$  с);  $Q_0$  варьируется от  $60 \pm 8$  до  $235 \pm 9$ , а частотного параметра – от  $0.65 \pm 0.12$  до  $0.57 \pm 0.04$ .

Наблюдаемое увеличение  $Q_c$  с увеличением длины окна обработки коды может быть интерпретировано как проявление уменьшения затуха-

ния с глубиной. Сопоставление глубинных вариаций коэффициента затухания  $\delta$  и частотного параметра  $n$  со скоростным строением региона говорит о приуроченности изменений в затухании сейсмических волн к скоростным границам в среде. Вместе с тем опыт такого сопоставления показывает, что результаты оценки глубинных вариаций параметров затухания в значительной степени зависят от применяемой скоростной модели среды.

Латеральные вариации затухания сейсмических волн коррелируют с геологическими и геофизическими характеристиками регионов, при этом затухание зависит в первую очередь от сейсмической активности и теплового потока региона. Геологическая неоднородность среды и возраст консолидации коры являются факторами второго порядка.

Расчет внутреннего затухания ( $Q_i$ ) и затухания вследствие рассеяния сейсмических волн на неоднородностях среды ( $Q_{sc}$ ) для рассматриваемых рифтовых систем показал, что для всех трех регионов наибольший вклад в общее затухание дает внутреннее затухание.

Полученные характеристики затухания сейсмических волн для трех разных рифтовых систем в основном согласуются между собой, что может свидетельствовать о сопоставимых по уровню процессах модификации литосферы в разных рифтовых зонах. В то же время нельзя не отметить высокое значение внутреннего затухания в литосфере Северо-Танзанийской дивергентной зоны. Как уже

упоминалось, этот рифт характеризуется современной вулканической активностью, что приводит к повышенной флюидизации земной коры. Высокие значения  $Q_i$  вполне логично связывать с этим процессом.

## 7. БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность доктору технических наук А.Ф. Еманову за ценные конструктивные замечания, способствовавшие улучшению статьи. В работе использовались цифровые записи землетрясений, полученные Байкальским филиалом ФИЦ ЕГС РАН, а также данные, полученные в рамках сейсмического эксперимента 1988–1989 PASSCAL Basin and Range Passive Seismic Experiment.

We thank the SEISMO'TANZ 2007 experiment team that allows us to work on their data set, especially A. Deschamps (Geoazur Nice, France), J. Perrot (Domaines Océaniques, Brest, France), J. Albaric (Chrono-environnement, Besançon, France), and R.W. Ferdinand (Dar-Es-Salaam University). Most data used are from RESIF-SISMOB French mobile terrestrial seismological instruments (doi:10.15778/RESIF.RA).

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ и Правительства Иркутской области (проект *p\_сибирь\_a* № 14-45-04157) и интеграционной программы ИНЦ СО РАН № 0341-2016-001 (блок 3.2).

## 8. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Abubakirov I.R., Gusev A.A., 1990. Estimation of scattering properties of lithosphere of Kamchatka based on Monte-Carlo simulation of record envelope of a near earthquake. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 64 (1), 52–67. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(90\)90005-1](https://doi.org/10.1016/0031-9201(90)90005-1).
- Aki K., 1969. Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves. *Journal Geophysical Research* 74 (2), 615–631. <https://doi.org/10.1029/JB074i002p00615>.
- Aki K., 1981. Source and scattering effects on the spectra of small local earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America* 71 (6), 1687–1700.
- Aki K., Chouet B., 1975. Origin of the coda waves: source, attenuation and scattering effects. *Journal of Geophysical Research* 80 (23), 3322–3342. <https://doi.org/10.1029/JB080i023p03322>.
- Albaric J., Perrot J., Déverchère J., Deschamps A., Le Gall B., Ferdinand R.W., Petit C., Tiberi C., Sue C., Songo M., 2010. Contrasted seismogenic and rheological behaviours from shallow and deep earthquake sequences in the North Tanzanian Divergence, East Africa. *Journal of African Earth Sciences* 58 (5), 799–811. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2009.09.005>.
- Aleqabi G.I., Wyession M.E., 2006.  $Q_{Lg}$  distribution in the Basin and Range Province of the Western United States. *Bulletin of the Seismological Society of America* 96 (1), 348–354. <https://doi.org/10.1785/0120040086>.
- Anan'in L.V., Mordvinova V., Gots' M.F., Kanao M., Suvorov D., Tat'kov G.I., Tubanov Ts.A., 2009. Velocity structure of the crust and upper mantle in the Baikal rift zone from the long-term observations of broad-band seismic stations. *Doklady Earth Sciences* 428 (7), 1067–1070. <https://doi.org/10.1134/S10283334X09070058>.
- Aptikaeva O.I., 1991. Frequency dependence and spatial and temporal variations in the quality factor from the records of frequency selective seismic stations and a modified Kirnos seismograph in the Garm test area. In: Earthquakes and processes of their preparation. Nauka, Moscow, p. 153–164. (in Russian) [Аптикаева О.И. Частотная зависимость и пространственно-временные вариации добротности по записям аппаратуры ЧИСС и СКМ в районе Гармского полигона // Землетрясения и процессы их подготовки. М.: Наука, 1991. С. 153–164].
- Aptikaeva O.I., Kopnitshev Yu.F., 1991. Fine structure of the lithosphere and asthenosphere in the Garm region and its relationship with seismicity. *Doklady AN SSSR* 317 (2), 326–330 (in Russian) [Аптикаева О.И., Копничев Ю.Ф.

- Тонкая структура литосферы и астеносферы Гармского района и ее связь с сейсмичностью // Доклады АН СССР. 1991. Т. 317. № 2. С. 326–330].
- Båth M., 1974. Spectral Analysis in Geophysics. Developments in Solid Earth Geophysics, vol. 7. Elsevier, Amsterdam, 563 p.
- Bensen G.D., Ritzwoller M.H., Yang Y., 2009. A 3-D shear velocity model of the crust and uppermost mantle beneath the United States from ambient seismic noise. *Geophysical Journal International* 177 (3), 1177–1196. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04125.x>.
- Birt C., Maguire P., Khan M., Thybo H., Keller G., Patel J., 1997. The influence of pre-existing structures on the evolution of the southern Kenya Rift Valley – evidence from seismic and gravity studies. *Tectonophysics* 278 (1–4), 211–242. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(97\)00105-4](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(97)00105-4).
- Dawson J.B., 1992. Neogene tectonics and volcanicity in the North Tanzania sector of the Gregory Rift Valley: contrasts with the Kenya sector. *Tectonophysics* 204 (1–2), 81–83. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90271-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90271-7).
- Dobrynina A.A., 2011. Coda-wave attenuation in the Baikal rift system lithosphere. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 188 (1–2), 121–126. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2011.05.008>.
- Dobrynina A.A., 2013. Attenuation of seismic waves in the lithosphere of the northern part of the Basin and Range Province. *Geodynamics & Tectonophysics* 4 (1), 53–67 (in Russian) [Добрынина А.А. Затухание сейсмических волн в литосфере северной части Провинции Бассейнов и Хребтов // Геодинамика и тектонофизика. 2013. Т. 4. № 1. С. 53–67]. <https://doi.org/10.5800/GT-2013-4-1-0091>.
- Dobrynina A.A., Albaric J., Deschamps A., Perrot J., Ferdinand R.W., Déverchère J., San'kov V.A., Chechel'nitskii V.V., 2017. Seismic wave attenuation in the lithosphere of the North Tanzanian divergence zone (East African rift system). *Russian Geology and Geophysics* 58 (2), 253–265. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2016.03.016>.
- Dobrynina A.A., Chechel'nitskii V.V., San'kov V.A., 2011. Seismic quality factor of the lithosphere of the southwestern flank of the Baikal rift system. *Russian Geology and Geophysics* 52 (5), 555–564. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2011.04.008>.
- Dobrynina A.A., Chechel'nitsky V.V., Sankov V.A., 2014. Lithosphere Quality Factor and Parameters of Earthquake Foci in Pribaikalie. LAMBERT Academic Publishing, St. Petersburg, 193 p. (in Russian) [Добрынина А.А., Чечельницкий В.В., Саньков В.А. Добротность литосферы и очаговые параметры землетрясений Прибайкалья. СПб.: LAMBERT Academic Publishing, 2014. 193 с.].
- Dobrynina A.A., Sankov V.A., Chechel'nitsky V.V., 2016a. New data on seismic wave attenuation in the lithosphere and upper mantle of the northeastern flank of the Baikal rift system. *Doklady Earth Sciences* 468 (1), 485–489. <https://doi.org/10.1134/S1028334X16050044>.
- Dobrynina A.A., Sankov V.A., Chechel'nitsky V.V., Déverchère J., 2016b. Spatial changes of seismic attenuation and multiscale geological heterogeneity in the Baikal Rift and surroundings from analysis of coda waves. *Tectonophysics* 675, 50–68. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.03.010>.
- Duchkov A.D. (Ed.), 1985. Catalogue of Heat Flow Data on Siberia. IGG SB, USSR Acad. Sci., 82 p. (in Russian) [Каталог данных по тепловому потоку Сибири / Ред. А.Д. Дучков. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1985. 82 с.]
- Erickson D., McNamara D.E., Benz H.M., 2004. Frequency-Dependent Lg Q within the Continental United States. *Bulletin of the Seismological Society of America* 94 (5), 1630–1643. <https://doi.org/10.1785/012003218>.
- Frankel A., Wennerberg L., 1987. Energy-flux model of seismic coda: separation of scattering and intrinsic attenuation. *Bulletin of the Seismological Society of America* 77 (4), 1223–1251.
- Gao L.S., Biswas N.N., Lee L.C., Aki K., 1983. Effects of multiple scattering on coda waves in three – dimensional medium. *Pure and Applied Geophysics* 121 (1), 3–15. <https://doi.org/10.1007/BF02590116>.
- Golenetsky S.I., Novomeyskaya F.V., 1975. On the crustal thickness from observations at seismic stations in Pribaikalie. In: N.A. Florensov (Ed.), Baikal Rift. V. 2. Nauka, Novosibirsk, p. 34–43 (in Russian) [Голенецкий С.И., Новомейская Ф.В. О мощности земной коры по наблюдениям на сейсмических станциях Прибайкалья // Байкальский рифт. Вып. 2 / Ред. Н.А. Флоренсов. Новосибирск: Наука, 1975. С. 34–43].
- Golubev V.A., 2007. Conductive and Convective Heat Transport in the Baikal Rift. «Geo», Novosibirsk, 222 p. (in Russian) [Голубев В.А. Кондуктивный и конвективный вынос тепла в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск: «Гео», 2007. 222 с.]
- Gusev A.A., 1995. Vertical profile of turbidity and Coda Q. *Geophysical Journal International* 123 (3), 665–672. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1995.tb06882.x>.
- Hammond W., Humphreys E., 2000. Upper mantle seismic wave velocity: effects of realistic partial melt geometries. *Journal of Geophysical Research* 105 (B5), 10975–10986. <https://doi.org/10.1029/2000JB900041>.
- Havskov J., Ottemoller L., 2003. SEISAN: The earthquake analysis softwares for Windows, Solaris and Linux, Version 8.0. Institute of Solid Earth Physics, University of Bergen, Norway, 348 p.
- Hoshiya M., 1991. Simulation of multiple scattered coda wave excitation based on the energy conservation law. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 67 (1–2), 123–136. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(91\)90066-Q](https://doi.org/10.1016/0031-9201(91)90066-Q).
- Huerta A., Nyblade A.A., Reusch A., 2009. Mantle transition zone structure beneath Kenya and Tanzania: more evidence for a deep-seated thermal upwelling in the mantle. *Geophysical Journal International* 177 (3), 1249–1255. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04092.x>.
- International Seismological Centre, On-line Bulletin, 2012. Available from: <http://www.isc.ac.uk> (last accessed 27.08.2012).

- Jemberie A.L., Nyblade A.A., 2009. Intrinsic and scattering Q near 1 Hz across the East African Plateau. *Bulletin of the Seismological Society of America* 99(6), 3516–3524. <https://doi.org/10.1785/0120090062>.
- Kopnichev Y.F., 1977. The role of multiple scattering in the formation of a seismogram's tail. *Izvestiya AN SSSR, Fizika Zemli* 13, 394–398.
- Kopnichev Y.F., 1991. New data on the structure of the upper mantle of the Baikal Rift System. *Doklady AN SSSR* 325 (5), 944–949 (in Russian) [Копничев Ю.Ф. Новые данные о строении верхней мантии Байкальской рифтовой системы // Доклады АН СССР. 1991. Т. 325. № 5. С. 944–949].
- Kopnichev Y.F., Sokolova I.N., 2003. Spatiotemporal variations of the S wave attenuation field in the source zones of large earthquakes in the Tien Shan. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 39 (7), 568–579.
- Last R.J., Nyblade A.A., Langston C.A., Owens T.J., 1997. Crustal structure of the East African Plateau from receiver functions and Rayleigh wave phase velocities. *Journal of Geophysical Research* 102 (B11), 24469–24484. <https://doi.org/10.1029/97JB02156>.
- Lay T., Wallace T.C., 1988. Multiple ScS attenuation and travel times beneath western North America. *Bulletin of the Seismological Society of America* 78 (6), 2041–2061.
- Le Gall B., Nonnotte P., Rolet J., Benoit M., Guillou H., Mousseau-Nonnotte M., Albaric J., Déverchère J., 2008. Rift propagation at craton margin: distribution of faulting and volcanism in the North Tanzanian Divergence (East Africa) during Neogene times. *Tectonophysics* 448 (1–4), 1–19. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.11.005>.
- Lee J., Garwood J., Stockli D.F., Gosse J., 2009. Quaternary faulting in Queen Valley, California-Nevada: Implications for kinematics of fault slip transfer in the Eastern California Shear Zone-Walker Lane Belt. *Geological Society of America Bulletin* 121 (3–4), 599–614. <https://doi.org/10.1130/B26352.1>.
- Logatchev N.A., Florensov N.A., 1978. The Baikal system of rift valleys. *Tectonophysics* 45 (1), 1–13. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(78\)90218-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(78)90218-4).
- Lysak S.V., 2002. Terrestrial heat flow in zones of active faults in Southern East Siberia. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 43 (8), 791–803.
- Mak S., Chan L.S., Chandler A.M., Koo R., 2004. Coda Q estimates in the Hong Kong region. *Journal of Asian Earth Sciences* 24 (1), 127–136. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2003.10.001>.
- Mats V.D., Ufimtsev G.F., Mandel'baum M.M., Alakshin A.M., Pospeev A.V., Shimaraev M.N., Khlystov O.M., 2001. The Cenozoic of the Baikal Rift Basin. Structure and Geological History. "Geo", Novosibirsk, 252 p. (in Russian) [Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М., Алакшин А.М., Поспеев А.В., Шимараев М.Н., Хлыстов О.М. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины. Строение и геологическая история. Новосибирск: «Гео», 2001. 252 с.].
- Mavko G., Mukerji T., Dvorkin J., 2009. The rock physics handbook: Tools for Seismic Analysis of Porous Media. Cambridge University Press, Cambridge, 511 p.
- Mayeda K., Koyanagi S., Hoshiba M., Aki K., Zeng Y., 1992. A comparative study of scattering, intrinsic, and coda Q-1 for Hawaii, Long Valley, and central California between 1.5 and 15.0 Hz. *Journal of Geophysical Research* 97 (B5), 6643–6659. <https://doi.org/10.1029/91JB03094>.
- Mitchell B., 1981. Regional variation and frequency dependence of Q<sub>b</sub> in the crust of the United States. *Bulletin of the Seismological Society of America* 71 (5), 1531–1538.
- Mitchell B., 1995. Anelastic structure and evolution of the continental crust and upper mantle from seismic surface wave attenuation. *Reviews of Geophysics* 33 (4), 441–462. <https://doi.org/10.1029/95RG02074>.
- Mordvinova V.V., 2009. Structure of the Earth Crust and Upper Mantle in Central Asia from Teleseismic Volume Wave Data. Abstract of PhD Thesis (Geology and Mineralogy). IEC SB RAS, Irkutsk, 35 p. (in Russian) [Мордвинова В.В. Строение земной коры и верхней мантии Центральной Азии по данным телесеismicческих объемных волн: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. 35 с.].
- Mulwa J.K., 2011. Determination of source parameters for the May 20, 1990 southern Sudan earthquake by inversion of teleseismic body-waves. In: JICA Training Program, Operating management of Earthquake, Tsunami and Volcano Eruption observation system, Fiscal year 2010. Research Center for Seismology Volcanology and Disaster Mitigation, Japan, p. 15–31.
- Mulwa J.K., Kimata F., Suzuki S., Kuria Z.N., 2014. The seismicity in Kenya (East Africa) for the period 1906–2010: A review. *Journal of African Earth Sciences* 89, 72–78. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2013.10.008>.
- Nersesov I.L. (Ed.), 1981. Experimental Studies of Seismic Coda. Nauka, Moscow, 142 p. (in Russian) [Экспериментальные исследования сейсмической коды / Ред. И.Л. Нерсесов. М.: Наука, 1981. 142 с.].
- Nikolaevskii V.N., 1984. Mechanics of Porous and Fractured Media. Nedra, Moscow, 232 p. (in Russian) [Николаевский В.Н. Механика пористых и трещиноватых сред. М.: Недра, 1984. 232 с.].
- Nyblade A.A., Pollack D.L., Jones F., Mushayandebvu M., 1990. Terrestrial heat flow in east and southern Africa. *Journal of Geophysical Research* 95 (B11), 17371–17384. <https://doi.org/10.1029/JB095iB11p17371>.
- O'Donnell J.P., Adams A., Nyblade A.A., Mulibo G.D., Tugume F., 2013. The uppermost mantle shear wave velocity structure of eastern Africa from Rayleigh wave tomography: constraints on rift evolution. *Geophysical Journal International* 194 (2), 961–978. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt135>.
- Owens T.J., Randall G.E., 1989. Data Report for «The 1988-89 PASSCAL Basin and Range Passive-Source Seismic Experiment. Part I: Large Aperture Array Data» for the project science team. IRIS data Management system. PASSCAL Data Report 90-001, 21 p.

- Petit C., Burov E.V., Déverchère J., 1997. On the structure and mechanical behavior of the extending lithosphere in the Baikal rift from gravity modeling. *Earth and Planetary Science Letters* 149 (1–4), 29–42. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(97\)00067-8](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00067-8).
- Pospeev A.V., 1988. Electric conductivity of the Earth crust and mantle in the western part of the Baikal-Amur region. In: Asthenosphere according to the complex of geophysical methods. Naukova Dumka, Kiev, p. 34–44 (in Russian) [Поспеев А.В. Электропроводность земной коры и мантии западной части Байкало-Амурского региона // Астеносфера по комплексу геофизических методов. Киев: Наукова думка, 1988. С. 34–44].
- Potapov V.A., Chechel'nitskii V.V., Ivanov F.I., 1996. Scattering characteristics of seismic waves of near earthquakes in Pribaikalye. In: E.V. Sklyarov (Ed.), Geophysical investigations in East Siberia at the turn of the twenty-first century. Nauka, Novosibirsk, p. 172–176 (in Russian) [Потапов В.А., Чечельницкий В.В., Иванов Ф.И. Характеристика рассеяния сейсмических волн близких землетрясений в Прибайкалье // Геофизические исследования в Восточной Сибири на рубеже XXI века / Ред. Е.В. Скляров. Новосибирск: Наука, 1996. С. 172–176].
- Pulli J.J., 1984. Attenuation of coda waves in New England. *Bulletin of the Seismological Society of America* 74 (4), 1149–1166.
- Puzyrev N.N. (Ed.), 1981. Interior of Baikal from Seismic Data. Nauka, Novosibirsk, 173 p. (in Russian) [Недра Байкала по сейсмическим данным / Ред. Н.Н. Пузырев. Новосибирск: Наука, 1981. 173 с.].
- Puzyrev N.N. (Ed.), 1993. Detailed Seismic Studies of the Lithosphere Using P and S waves. Nauka, Novosibirsk, 199 p. (in Russian) [Детальные сейсмические исследования литосферы на Р и S-волнах / Ред. Н.Н. Пузырев. Новосибирск: Наука, 1993. 199 с.].
- Radziminovich N.A., 2010. Focal depths of earthquakes in the Baikal region: a review. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 46 (3), 216–229. <https://doi.org/10.1134/S1069351310030043>.
- Rautian T.G., Khalturin I., 1978. The use of coda for determination of the earthquake source spectrum. *Bulletin of the Seismological Society of America* 68 (4), 923–948.
- Ritsema J., Nyblade A.A., Owens T.J., Langston C.A., VanDecar J.C., 1998. Upper mantle seismic velocity structure beneath Tanzania, east Africa: implications for the stability of cratonic lithosphere. *Journal of Geophysical Research* 103 (B9), 21201–21213. <https://doi.org/10.1029/98JB01274>.
- Romanowicz B., 1994. On the measurement of anelastic attenuation using amplitudes of low frequency surface waves. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 84 (1–4), 179–192. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(94\)90040-X](https://doi.org/10.1016/0031-9201(94)90040-X).
- Romanowicz B., Mitchell B.J., 2007. Deep earth structure – Q of the Earth from crust to core. In: B. Romanowicz, A. Dziewonski (Eds.), Treatise on Geophysics, vol. 1, Seismology and the structure of the Earth. Elsevier, Amsterdam, p. 731–774. <https://doi.org/10.1016/B978-044452748-6.00024-9>.
- Ryan W.B.F., Carbotte S.M., Coplan J.O., O'Hara S., Melkonian A., Arko R., Weissel R.A., Ferrini V., Goodwillie A., Nitsche F., Bonczkowski J., Zemsky R., 2009. Global Multi-Resolution Topography synthesis. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 10 (3), Q03014. <https://doi.org/10.1029/2008GC002332>.
- Sato H., 1977. Energy propagation including scattering effects: Single scattering approximation. *Journal of Physics of Earth* 25 (1), 27–41. <https://doi.org/10.4294/jpe1952.25.27>.
- Sato H., Fehler M.C., 1998. Seismic Wave Propagation and Scattering in the Heterogeneous Earth. Springer-Verlag, New York, 308 p.
- Sato H., Fehler M.C., Maeda T. (Eds.), 2012. Seismic Wave Propagation and Scattering in the Heterogeneous Earth. Second Edition. Springer-Verlag, Berlin, 496 p.
- Shen W., Ritzwoller M.H., Schulte-Pelkum V., Lin F.-C., 2012. Joint inversion of surface wave dispersion and receiver functions: A Bayesian Monte-Carlo approach. *Geophysical Journal International* 192 (2), 807–836. <https://doi.org/10.1093/gji/ggs050>.
- Sherman S.I., 1992. Faults and tectonic stresses of the Baikal Rift zone. *Tectonophysics* 208 (1–3), 297–307. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90351-6](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90351-6).
- Spudis P., Iida M., 1993. The seismic coda, site effects and scattering in alluvial basins studied by using aftershocks of the 1986 North Palm Springs, California, earthquakes as source arrays. *Bulletin of the Seismological Society of America* 83 (6), 1721–1743.
- The Global Heat Flow Database of The International Heat Flow Commission, 2016. Available from: <http://www.geophysik.rwth-aachen.de/IHFC>.
- Wagner L.S., Fouch M.J., James D.E., Hanson-Hedgecock S., 2012. Crust and upper mantle structure beneath the Pacific Northwest from joint inversions of ambient noise and earthquake data. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 13 (12), Q0AN03. <https://doi.org/10.1029/2012GC004353>.
- Weeraratne D.S., Forsyth D.W., Fischer K.M., Nyblade A.A., 2003. Evidence for an upper mantle plume beneath the Tanzanian craton from Rayleigh wave tomography. *Journal of Geophysical Research* 108 (B9), 2427. <https://doi.org/10.1029/2002JB002273>.
- Wennerberg L., 1993. Multiple-scattering interpretation of coda-Q measurements. *Bulletin of the Seismological Society of America* 83 (1), 279–290.
- Wu R.S., 1985. Multiple-scattering and energy transfer of seismic waves – Separation of scattering effect from the intrinsic attenuation – I. Theoretical modeling. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 82 (1), 57–80. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1985.tb05128.x>.

Zeng Y., 1991. Compact solutions for multiple scattered wave energy in time domain. *Bulletin of the Seismological Society of America* 81 (3), 1022–1029.



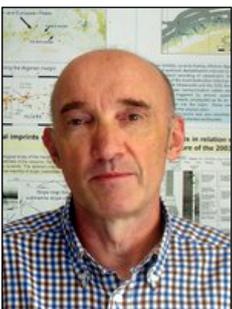
**Добрынина Анна Александровна**, канд. физ.-мат. наук  
Институт земной коры СО РАН  
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия  
Геологический институт СО РАН  
670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а, Россия  
✉ e-mail: [dobrynina@crust.irk.ru](mailto:dobrynina@crust.irk.ru)

**Dobrynina, Anna A.**, Candidate of Physics and Mathematics  
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS  
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia  
Geological Institute, Siberian Branch of RAS  
6a Sakhyanova street, Ulan-Ude 670047, Russia  
✉ e-mail: [dobrynina@crust.irk.ru](mailto:dobrynina@crust.irk.ru)

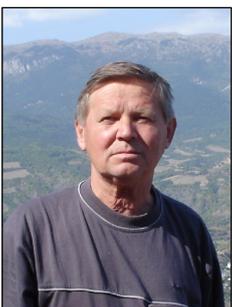


**Саньков Владимир Анатольевич**, канд. геол.-мин. наук, зав. лабораторией  
Институт земной коры СО РАН  
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия  
Иркутский государственный университет, геологический факультет  
664003, Иркутск, ул. Ленина, 3, Россия  
Иркутский научный центр СО РАН  
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 134, Россия  
Тел.: (3952)427903; e-mail: [sankov@crust.irk.ru](mailto:sankov@crust.irk.ru)

**Sankov, Vladimir A.**, Candidate of Geology and Mineralogy, Head of Laboratory  
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS  
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia  
Irkutsk State University, Geological Faculty  
3 Lenin street, Irkutsk 664003, Russia  
Irkutsk Scientific Center, Siberian Branch of RAS  
134 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia  
Tel. : (3952)427903; e-mail: [sankov@crust.irk.ru](mailto:sankov@crust.irk.ru)



**Déverchère, Jacques**, Professor  
Institut Universitaire Européen de la Mer, Université de Bretagne Occidentale, Domaines Océaniques  
Place Copernic, Rue Dumont d'Urville, 29280 Plouzané, France  
e-mail: [jacques.deverchere@univ-brest.fr](mailto:jacques.deverchere@univ-brest.fr)



**Чечельницкий Владимир Васильевич**, канд. геол.-мин. наук, зам. директора по научной работе  
Байкальский филиал Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба» РАН  
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия  
Тел.: (3952)427490; e-mail: [chechel@crust.irk.ru](mailto:chechel@crust.irk.ru)

**Chechelnitsky, Vladimir V.**, Candidate of Geology and Mineralogy, Deputy Director for Science  
Baikal Branch of Federal Research Center «Geophysical Survey» of RAS  
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia  
Tel.: (3952)427490; e-mail: [chechel@crust.irk.ru](mailto:chechel@crust.irk.ru)