

ISSN 0203-0306

Номер 2

Март - Апрель 2023



ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ



www.sciencejournals.ru



СОДЕРЖАНИЕ

Номер 2, 2023

Как выбирать интервал магнитуд для оценки наклона графика повторяемости <i>В. Ф. Писаренко, А. А. Скоркина, Т. А. Рукавишникова</i>	3
Микросейсмы как инструмент геофизических исследований. Состояние вопроса <i>А. Н. Беседина, Ц. А. Тубанов</i>	12
Особенности магнитного поля геотермальных систем Паужетского района (Южная Камчатка) <i>И. А. Нурдаев, С. Н. Рычагов, С. О. Феофилактов, Д. К. Денисов</i>	33
Вулканизм начальной фазы заложения северного сегмента субдукции тихоокеанской плиты (полуостров Камчатка, хребет Кумроч) <i>М. Л. Толстых, А. Д. Бабанский, М. Д. Смирнова, М. М. Певзнер, В. А. Лебедев, Ю. О. Ларионова, Ю. В. Кущева, А. В. Парфенов</i>	52
Результаты долговременных наблюдений электрического поля атмосферы во время извержения вулкана Эбеко в период 2018–2020 гг. <i>Р. Р. Акбашев, Е. О. Макаров</i>	69
Глубинное скоростное строение и сейсмичность Забайкалья (в створе опорного геолого-геофизического профиля 1-СБ) <i>В. М. Соловьев, В. С. Селезнев, А. С. Сальников, В. В. Чечельницкий, Н. А. Гилёва, А. В. Лисейкин, А. А. Брыксин, Н. А. Галёва</i>	83

УДК 550.34

КАК ВЫБИРАТЬ ИНТЕРВАЛ МАГНИТУД ДЛЯ ОЦЕНКИ НАКЛОНА ГРАФИКА ПОВТОРЯЕМОСТИ

© 2023 г. В. Ф. Писаренко^{а, *}, А. А. Скоркина^{а, **}, Т. А. Рукавишников^{а, ***}

^аИнститут теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН,
ул. Профсоюзная, 84/32, Москва, 117997 Россия

*e-mail: v.f.pisarenko@mail.ru

**e-mail: anna@mitp.ru

***e-mail: tanyar@mitp.ru

Поступила в редакцию 14.06.2022 г.

После доработки 07.11.2022 г.

Принята к публикации 23.12.2022 г.

В современной сейсмологической практике для описания распределения магнитуд широко используется закон Гутенберга-Рихтера, одним из параметров которого является параметр b (наклон графика повторяемости землетрясений в лог-масштабе, английский термин b -value). В работе предлагаются некоторые новые подходы к проблеме адекватного и эффективного статистического оценивания этого параметра. Обсуждается задача правильного выбора интервала магнитуд, на котором с приемлемой степенью точности соблюдается прямолинейность закона Гутенберга-Рихтера и которой следует использовать для оценки параметра b . Предложен эффективный метод учета дискретности и агрегирования магнитуд в каталогах землетрясений (метод максимального правдоподобия для дискретных распределений). Рассматривается проблема изменений во времени нижнего предела представительной регистрации землетрясений и предлагается статистический подход для их описания.

Ключевые слова: наклон графика повторяемости (b -value), интервал линейности закона Гутенберга-Рихтера, дискретизация и агрегирование магнитуд, граница представительной регистрации землетрясений

DOI: 10.31857/S0203030623700128, **EDN:** MHWWRС

ВВЕДЕНИЕ

Рассмотрим некоторый региональный или глобальный каталог землетрясений, магнитуды которого подчиняются распределению $F(m)$. Относительно вида распределения $F(m)$ в диапазоне самых больших магнитуд среди сейсмологов нет единого мнения, но в области малых и средних магнитуд общепринятым считается закон Гутенберга-Рихтера [Gutenberg, Richter, 1954], который после нормализации приводит к экспоненциальному распределению

$$F(m) = 1 - \exp(-b(m - m_0)), \quad m \geq m_0.$$

Это распределение дает прямолинейный график повторяемости с наклоном b для функции $\lg(1 - F(m))$ и для логарифма плотности вероятности $\lg(f(m))$. Отметим, что закон записан, используя десятичные логарифмы, но мы будем использовать натуральные из-за упрощения формул при дифференцировании и других математических операциях. Однако, поскольку приведенные выше рассуждения включают в себя неопреде-

ленности типа “в диапазоне малых и средних значений”, “в диапазоне самых больших магнитуд” и т.п., их трудно использовать на практике. В настоящей заметке мы будем исследовать вопросы, связанные с выделением прямолинейного участка графика повторяемости землетрясений и с оценкой параметра b на выделенном участке. Параметр b важен как физическая характеристика самоподобия сейсмического процесса (см. например, [Ризниченко, 1966; Смирнов и др., 1995; Соболев, 1993; Scholz, 1968]): на одно землетрясение магнитуды m в среднем приходится $\exp(b)$ землетрясений магнитуды $(m - 1)$, *независимо от величины магнитуды m* . В задачах сейсмического риска параметр b играет важную роль при оценивании максимальной региональной магнитуды M_{\max} .

Будем считать, что закон Гутенберга-Рихтера справедлив на некотором конечном интервале $[m_0; m_1]$, границы которого являются неизвестными, а вне этого интервала он может нарушаться. В диапазоне самых малых магнитуд он может нару-

шаться из-за неполной регистрации слабых толчков (особенно в ранние времена инструментальной сейсмологии и для исторической регистрации землетрясений), а в диапазоне самых больших толчков из-за региональных особенностей сейсмического режима и геологического строения данного региона. Таким образом, мы предполагаем, что в интервале магнитуд $[m_0; m_1]$ справедлив усеченный закон Гутенберга-Рихтера:

Функция распределения:

$$F(m | b, m_1, m_0) = \frac{1 - \exp(-b(m - m_0))}{1 - \exp(-b(m_1 - m_0))}, \quad (1)$$

$$m_0 \leq m \leq m_1,$$

Плотность распределения:

$$f(m | b, m_1, m_0) = \frac{b \exp(-b(m - m_0))}{1 - \exp(-b(m_1 - m_0))}, \quad (2)$$

$$m_0 \leq m \leq m_1.$$

Усеченный закон Гутенберга-Рихтера (УГР) широко используется в современной сейсмологической практике из-за своей простой формы и робастности. Часто его используют для оценки максимально возможной региональной магнитуды M_{\max} (см. например, [Cosentino et al., 1977; Holschneider et al., 2011; Kagan, Schoenberg, 2001; Kijko 2004; Kijko, Graham, 1998; Kijko, Sellevoll, 1989, 1992; Kijko, Singh, 2011]).

В настоящей работе рассмотрена задача выделения наибольшего возможного интервала $[m_0; m_1]$, на котором УГР соблюдается с достаточной точностью, а вне этого интервала он нарушается. Параметр m_1 не следует путать с параметром M_{\max} — максимальной региональной магнитудой. Интервал $[m_0; m_1]$ — это максимальный интервал, на котором соблюдается линейность закона повторяемости землетрясений. Как правило, m_1 существенно меньше, чем M_{\max} . Нижняя граница интервала прямолинейности m_0 может меняться со временем и, как правило, уменьшается по мере совершенствования сейсмических сетей и методов регистрации землетрясений. Ниже мы уделим специальное внимание этому вопросу. *Вопрос об учете цензурирования распределения землетрясений по магнитудам сверху при оценке наклона графика повторяемости имеет давнюю историю. По-видимому, этот эффект “открывался” разными исследователями несколько раз в период 1966–2011 гг. (см. библиографию на этот счет в работе [Смирнов, Завьялов, 2012]. “Поправка” за учет цензурирования сверху используется, в частности, при анализе переходных сейсмических режимов, а также и в лабораторных исследованиях [Смирнов, Пономарев, 2020].*

ОЦЕНКА ПАРАМЕТРА b ПРИ ИЗВЕСТНОМ ИНТЕРВАЛЕ ЛИНЕЙНОСТИ

Для выделенного интервала $[m_0; m_1]$ оценка параметра b проводится методом максимального правдоподобия. Логарифмическая функция правдоподобия $L(b, m_0, m_1 | \bar{x})$ равна

$$L(b, m_0, m_1 | \bar{x}) = \sum_{k=1}^n \left\{ \lg(b) - b(x_k - m_0) - \lg(1 - \exp(-b(m_1 - m_0))) \right\}, \quad (3)$$

где $\bar{x} = (x_1, \dots, x_n)$ — выборка магнитуд, подвергаемая анализу. При известных m_0, m_1 оценка максимального правдоподобия находится как значение b , максимизирующее правдоподобие (3). Это делается с помощью стандартных алгоритмов поиска экстремума функции и обычно не вызывает затруднений, так как зависимость функции правдоподобия (3) от b имеет регулярный характер.

Изложенный выше стандартный способ оценки максимального правдоподобия для параметра b , строго говоря, справедлив для непрерывных распределений. Реальные каталоги магнитуд всегда даются с некоторой дискретизацией. Как будет показано ниже, различия в оценках параметров для непрерывного и дискретного подходов существенны, когда интервал дискретизации больше 0.05–0.10 магнитуды и практически исчезают при дискретизации с шагом 0.01 и менее. В настоящее время встречаются каталоги с шагом дискретизации 0.01 магнитуды, например, каталог моментных магнитуд GСMT. Однако, во многих региональных каталогах (в частности, в исторических региональных каталогах) шаг дискретизации больше, иногда его значения доходят до 0.5. В этих случаях необходимо учитывать те особенности, которые вносит дискретизация в процесс статистического оценивания параметров.

Для неограниченного закона Гутенберга-Рихтера (экспоненциальное распределение магнитуд) эффективной оценкой величины b является оценка максимального правдоподобия \hat{b}

$$\hat{b} = 1 / \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n (x_k - m_0). \quad (4)$$

Эта оценка была предложена впервые в работе [Аки, 1965] для непрерывных распределений. Для дискретных распределений с шагом дискретизации Δ в формулу (4) предлагается вносить поправку

$$b_{\Delta} = 1 / \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n \left(x_k - m_0 + \frac{\Delta}{2} \right), \quad (5)$$

см. например, [Utsu 1966; Bender, 1983; Taroni et al., 2021].

Мы предлагаем для дискретных распределений при оценивании параметра b использовать классическую оценку максимального правдоподобия для дискретного распределения [Cramer, 1946]. Такие оценки применялись в работах [Pisarenko, Rodkin, 2010; Pisarenko et al., 2010; Писаренко и др., 2022]. Как и все оценки максимального правдоподобия в регулярном случае они являются асимптотически наиболее эффективными.

Пусть магнитуды каталога с непрерывной функцией распределения $F(m | b, m_1, m_0)$ дискретизированы с шагом Δ . Обозначим границы интервалов дискретизации магнитуд m_j^d :

$$m_j^d = m_0 + (j - 1)\Delta, \quad j = 1, \dots, r; \quad m_r^d = m_1. \quad (6)$$

Ради простоты изложения мы будем считать, что на интервале $[m_0; m_1]$ укладывается целое число r интервалов Δ .

Вычисляем дискретные вероятности $p(j | b)$

$$p(j | b) = P_{\text{prob}}\{m_0 + (j - 1)\Delta < m \leq m_0 + j\Delta\} = F(m_0 + j\Delta | b, m_1, m_0) - F(m_0 + (j - 1)\Delta | b, m_1, m_0); \quad (7)$$

$$j = 1, \dots, r.$$

Пусть выборка магнитуд (x_1, \dots, x_n) распределена по ячейкам (6) с числами $\bar{n} = (n^{(1)}, \dots, n^{(r)})$. Логарифм функции правдоподобия имеет вид:

$$L(b | \bar{n}) = \sum_{j=1}^r n^{(j)} \lg(p(j | b)). \quad (8)$$

Также как и в непрерывном случае, оценка максимального правдоподобия для параметра b находится как значение, максимизирующее правдоподобие (8). Обозначим эту оценку b_d .

Сравним оценки b_Δ и b_d на синтетических каталогах с известным ответом. В табл. 1 приведены стандартные отклонения (STD), смещения ($BIAS$) и среднеквадратичные отклонения ($Mean Square Error$, $MSE = \sqrt{STD^2 + BIAS^2}$) для синтетических каталогов, имеющих распределение (1). Параметры каталогов указаны в примечании к табл. 1, для усреднения бралось 10000 каталогов. Для сравнения в 4-м и 7-м столбцах приведены оценки параметра \hat{b} , полученные при максимизации правдоподобия непрерывно распределенных магнитуд, из которых получены дискретные магнитуды (эти значения, конечно, неизвестны исследователю, но мы приводим их для сравнения с реальными оценками).

Из табл. 1 можно сделать вывод, что оценка b_d , основанная на правдоподобии дискретных магнитуд, практически не уступает по MSE идеальной (недоступной) оценке \hat{b} , использующей непрерывное распределение магнитуд. Для малых интервалов прямолинейности $(m_1 - m_0) < 1.5$

наблюдается явное превосходство по MSE оценок b_d над оценками b_Δ . Оно достигается, в основном, за счет большого систематического смещения последних. В табл. 1 красным цветом выделены те случаи, в которых MSE оценки b_Δ превышает MSE оценки b_d более, чем в 1.75 раза. В целом, можно сделать вывод об эффективности дискретных оценок правдоподобия, которые, к сожалению, не имеют столь широкого распространения как оценки с поправками b_Δ . Впрочем, следует заметить, что при очень малых выборках ($n < 20-30$) оценки b_Δ могут оказаться несколько эффективнее, поскольку оценки правдоподобия (в том числе и для непрерывного случая) при малых n иногда уступают по эффективности другим оценкам [Pisarenko, Rodkin, 2017].

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЛЕВОГО КОНЦА ИНТЕРВАЛА ЛИНЕЙНОСТИ ЗАКОНА ПОВТОРЯЕМОСТИ

Будем считать, что распределение выборки землетрясений (каталога) подчиняется закону (1), где m_0, m_1 неизвестны, и нам нужно по возможности точнее указать такой интервал $[m_0; m_1]$, внутри которого закон Г-Р соблюдается, а вне которого начинаются отклонения от него. Методики определения концов интервала линейности мы будем иллюстрировать на примере глобального каталога GCMT за период 1976–2022. Магнитуда m вычислялась по известной формуле Канамори

$$m = M_w = (2/3)(\lg(M_0) - 16.1),$$

где M_0 – скалярный сейсмический момент в единицах дин см. Поскольку $\lg(M_0)$ задается в каталоге с точностью до 0.01, можно считать, что полученные значения магнитуд могут характеризоваться такой же точностью дискретизации. Каталог был предварительно декластеризован с помощью метода, описанного в работе [Писаренко, Родкин, 2019]. График повторяемости декластеризованного каталога показан на рис. 1.

Обозначим минимальную наблюдаемую магнитуду каталога m_{\min}^{obs} , а максимальную наблюдаемую магнитуду m_{\max}^{obs} . Для рассматриваемого каталога $m_{\min}^{\text{obs}} = 4.30$, $m_{\max}^{\text{obs}} = 9.08$. Учитывая поведение графика повторяемости, выберем с запасом предварительный интервал линейности закона повторяемости $[\underline{m}; \bar{m}]$: $\underline{m} = 6.0$; $\bar{m} = 7.2$. Такой выбор можно рассматривать как экспертное решение. Затем мы уточним предварительный интервал и получим окончательный интервал линейности, по которому будет получена финальная оценка максимального правдоподобия параметра b . Оценку, полученную по данным на интервале $[\underline{m}; \bar{m}]$, обозначим $b_0 = 2.26$.

Таблица 1. Статистические характеристики оценок b_Δ , b_d , \hat{b}

	b_Δ	b_d	\hat{b}	b_Δ	b_d	\hat{b}
	$m_1 = 7.0; \Delta = 0.01$ магнитуды			$m_1 = 7.0; \Delta = 0.1$ магнитуды		
<i>MSE</i>	0.81	0.22	0.22	0.67	0.22	0.22
<i>BIAS</i>	0.80	0.0062	0.0062	0.65	0.0042	0.0042
<i>STD</i>	0.14	0.22	0.22	0.13	0.22	0.22
	$m_1 = 7.5; \Delta = 0.01$ магнитуды			$m_1 = 7.5; \Delta = 0.1$ магнитуды		
<i>MSE</i>	0.33	0.17	0.17	0.28	0.16	0.16
<i>BIAS</i>	0.30	0.0027	0.0027	0.25	0.0042	0.038
<i>STD</i>	0.13	0.17	0.17	0.13	0.16	0.16
	$m_1 = 8.0; \Delta = 0.01$ магнитуды			$m_1 = 8.0; \Delta = 0.01$ магнитуды		
<i>MSE</i>	0.18	0.15	0.15	0.16	0.15	0.15
<i>BIAS</i>	0.13	0.0068	0.0068	0.094	0.0042	.0040
<i>STD</i>	0.13	0.15	0.15	0.13	0.15	0.15
	$m_1 = 8.5; \Delta = 0.01$ магнитуды			$m_1 = 8.5; \Delta = 0.1$ магнитуды		
<i>MSE</i>	0.14	0.14	0.14	0.13	0.14	0.14
<i>BIAS</i>	0.0542	0.0079	0.0079	0.037	0.0074	0.0072
<i>STD</i>	0.13	0.14	0.14	0.13	0.14	0.14
	$m_1 = 9.0; \Delta = 0.01$ магнитуды			$m_1 = 9.0; \Delta = 0.1$ магнитуды		
<i>MSE</i>	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13
<i>BIAS</i>	0.026	0.0084	0.0084	0.013	0.0071	0.0068
<i>STD</i>	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13

Примечание. Объем выборки – $n = 300$; $m_0 = 6.0$; значения m_1 указаны в таблице; истинное значение параметра $b = 2.25$.

Рассмотрим оценку максимального правдоподобия $b_{\text{left}}(m)$ на изменяющемся интервале $[m; \bar{m}]$ для $m_{\text{min}}^{\text{obs}} < m < \bar{m}$. Попробуем проследить, как $b_{\text{left}}(m)$ приближается к значению $b_0 = 2.26$ при возрастании m . Предполагая, что оценка $b_0 = 2.26$

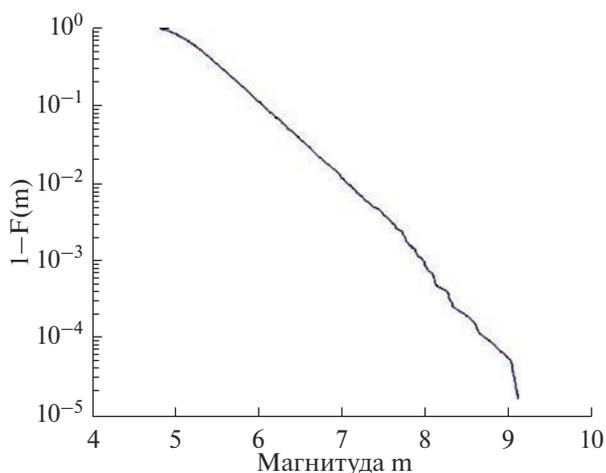


Рис. 1. График повторяемости декластеризованного глобального каталога GСMT за 1976–2022 гг. ($n = 34511$).

не сильно отличается от истинного наклона графика повторяемости, можно приближенно считать, что удвоенное логарифмическое отношение правдоподобия

$$R_{\text{left}}(m) = 2 \lg [L(b_{\text{left}}(m))/L(b_0)] \quad (9)$$

имеет асимптотически χ^2 -распределение с одной степенью свободы (см. Линейные статистические методы и их применения. Глава 6 [Рао, 1965]).

Используя формулу (9), можно построить график функции $P_{\text{left}}(m)$

$$P_{\text{left}}(m) = 1 - \chi^2(R_{\text{left}}(m), 1), \quad (10)$$

позволяющей судить о том, можно ли считать данное значение m принадлежащим интервалу линейности или нет. Для интервала линейности величины $P_{\text{left}}(m)$ не должны быть малы, а когда линейность начинает нарушаться, вероятность $P_{\text{left}}(m)$ уменьшается до значений 0.1 и менее. Таким образом, надо выбрать порог, за которым вероятность $P_{\text{left}}(m)$ становится близкой к единице, а оценка $b_{\text{left}}(m)$ достигает значения 2.26, принимаемого за истинное.

На рис. 2 показаны графики оценки $b_{\text{left}}(m)$ и вероятности $P_{\text{left}}(m)$, а также указана оценка $b_0 = 2.26$.

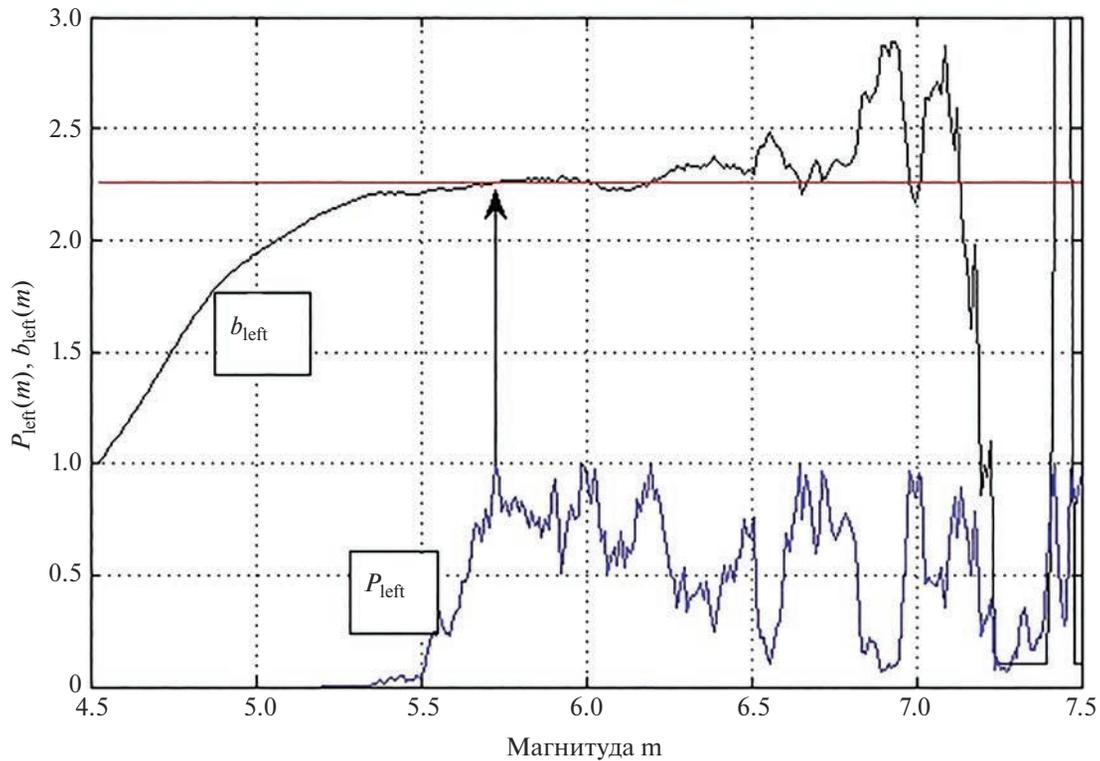


Рис. 2. Оценка $b_{\text{left}}(m)$ (верхняя кривая), график функции $P_{\text{left}}(m)$ (нижняя кривая) и оценка $b_0 = 2.26$ (прямая линия) для глобального каталога GСMT (1976–2022). Точка окончательного выхода $P_{\text{left}}(m)$ и $b_{\text{left}}(m)$ из зоны малых значений отмечена стрелкой.

Из рис. 2 видно, что точка окончательного выхода $P_{\text{left}}(m)$ и $b_{\text{left}}(m)$ из зоны малых значений находится вблизи магнитуды 5.72. Это подтверждается графиком функции $P_{\text{left}}(m)$, которая достигает в этой точке максимального значения 1, что позволяет нам выбрать в качестве оптимального для левого конца значение $m_0 = 5.72$.

Итак, в результате нашего анализа мы получили для левого конца интервала линейности графика повторяемости значение $m_0 = 5.72$.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПРАВОГО КОНЦА ИНТЕРВАЛА ЛИНЕЙНОСТИ ЗАКОНА ПОВТОРЯЕМОСТИ

Рассмотрим убывающий с ростом m интервал $[m; m_{\text{max}}^{\text{obs}}]$. Оценка b , полученную по данным на интервале $[m; m_{\text{max}}^{\text{obs}}]$ обозначим $b_{\text{right}}(m)$, а в качестве истинного оставяем значение $b_0 = 2.26$, являющееся оценкой максимального правдоподобия на интервале $[6.0; 7.2]$. При сделанных предположениях удвоенное логарифмическое отношение правдоподобия

$$R_{\text{right}}(m) = 2 \lg[L(b_{\text{right}}(m)/L(b_0)] \quad (11)$$

имеет асимптотически χ^2 -распределение с одной степенью свободы.

Используя формулу (11), можно построить график функции $P_{\text{right}}(m)$

$$P_{\text{right}}(m) = 1 - \chi^2(R_{\text{right}}(m), 1), \quad (12)$$

позволяющей судить о том, можно ли считать данное значение m принадлежащим интервалу линейности или нет. Когда значение m выходит за интервал линейности, $P_{\text{right}}(m)$ начинает убывать, а соответствующая оценка $b_{\text{right}}(m)$ начинает отличаться от значения 2.26, принимаемого за истинное. На рис. 3 показан график оценки $b_{\text{right}}(m)$, а также график вероятности $P_{\text{right}}(m)$. Надо определить ту точку m_1 , после которой функция $P_{\text{right}}(m)$ начинает убывать и уже окончательно опускается ниже 0.1.

Из рис. 3 видно, что перелом поведения функции $P_{\text{right}}(m)$ начинается вблизи магнитуды 7.25. На основании вышесказанного в качестве окончательного интервала прямолинейности графика повторяемости мы принимаем $[5.72; 7.25]$. Оценка максимального правдоподобия для параметра наклона b на этом интервале равна 2.19. Мы видим, что предварительная оценка максимального правдоподобия, полученная по интервалу $[6.0; 7.2]$, отличается от окончательной оценки, получен-

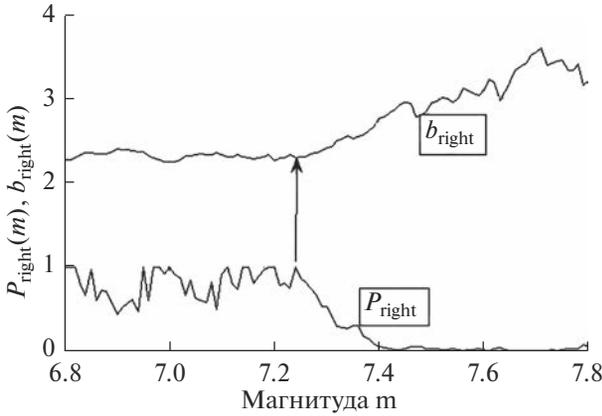


Рис. 3. Оценка $b_{\text{right}}(m)$ (верхняя кривая) и функция $P_{\text{right}}(m)$ (нижняя кривая) для глобального каталога СМТ 1976–2022. Точка начала выхода $P_{\text{left}}(m)$ и $b_{\text{left}}(m)$ из зоны больших значений отмечена стрелкой.

ной по интервалу $[5.72; 7.25]$, на 0.07, что свидетельствует об устойчивости предложенной процедуры определения интервала прямолинейности и оценивания параметра b . Интересно сравнить оценку 2.19, полученную на оптимальном интервале магнитуд с оценкой максимального правдоподобия на интервале, который можно было бы выбрать просто из рассмотрения графика повторяемости на рис. 1. В качестве такого интервала можно взять, например, $[4.9; 7.25]$, поскольку на этом интервале линейность графика повторяемости кажется на вид приемлемой. Оценка максимального правдоподобия на интервале $[4.9; 7.25]$, равная 1.79, отличается от оценки на оптимальном интервале на 0.40, так что правильный выбор интервала для оценки параметра b может иметь существенное значение.

Для оценки разброса оценки параметра b можно было бы воспользоваться асимптотическими формулами метода максимального правдоподобия [Cramer, 1946]. Согласно этому методу, величина

$$\frac{\hat{b} - b}{c\sqrt{n}} \quad (13)$$

имеет в пределе при $n \rightarrow \infty$ стандартное нормальное распределение. При этом константа c находится из равенства:

$$c^2 = \int f(x|b) \left[\frac{\partial(\lg(f(x|b)))}{\partial b} \right]^2 dx. \quad (14)$$

Из уравнения (14) видно, что константа c зависит от неизвестного параметра b . Чтобы воспользоваться уравнением (13) для практических целей обычно подставляют в уравнение (13) вместо b оценку максимального правдоподобия, что для больших выборок вносит лишь небольшие изме-

нения. Мы предлагаем другой подход. Используя тот известный факт, что любая непрерывная случайная величина, подставленная в свою функцию распределения, дает случайную величину, равномерно распределенную на отрезке $[0, 1]$, можно смоделировать случайные каталоги с заданной функцией распределения (см. подробнее [Pisarenko et al., 2021]). В качестве такого распределения возьмем усеченный закон Гутенберга-Рихтера (1) с интервалом линейности $[5.72; 7.25]$ и параметром $b = 2.19$. Произведем большую выборку (скажем 10000) синтетических каталогов с указанными параметрами и того же размера $n = 10125$, что и наш каталог в данном интервале магнитуд. По такой большой выборке имитируемых каталогов можно с достаточной точностью оценить стандартное отклонение оценок максимального правдоподобия параметра b . Оно оказалось равным 0.03:

$$b = 2.19 \pm 0.03. \quad (15)$$

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ИЗМЕНЕНИЙ ВО ВРЕМЕНИ НИЖНЕГО ПРЕДЕЛА ПРЕДСТАВИТЕЛЬНОЙ РЕГИСТРАЦИИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

При использовании инструментальных каталогов, покрывающих большие интервалы времени, а также исторических каталогов, нижний предел представительной регистрации землетрясений изменяется, как правило, понижаясь со временем в основном за счет совершенствования системы регистрации землетрясений. В ряде работ такие изменения отслеживают и в соответствии с ними вносят поправки в оценки параметров закона повторяемости (см. [Taroni et al., 2021]). По большей части такие изменения учитываются сейсмологами субъективно, с учетом имеющегося набора наблюдений. Мы попробуем, насколько это возможно, формализовать этот процесс, используя некоторые статистические методы.

На рис. 4 показан каталог ISC-GEM за период 1904–2014 гг. Мы будем исследовать выборочные квантили этого каталога в скользящем временном окне.

Из рис. 4 можно видеть, что для магнитуд 5.0–5.59 наблюдаются нерегулярные пропуски регистрации. Поэтому мы возьмем для анализа магнитуды $m \geq 5.6$. В качестве характеристики интервала представительной регистрации в каждом скользящем временном окне возьмем полуинтервал наибольших величин магнитуды $[Q_i, \infty)$, имеющий вероятность q . Значение Q_i можно рассматривать как *нижнюю границу интервала представительности, имеющую уровень доверия q*:

$$P\{m \geq Q_i\} = q. \quad (16)$$

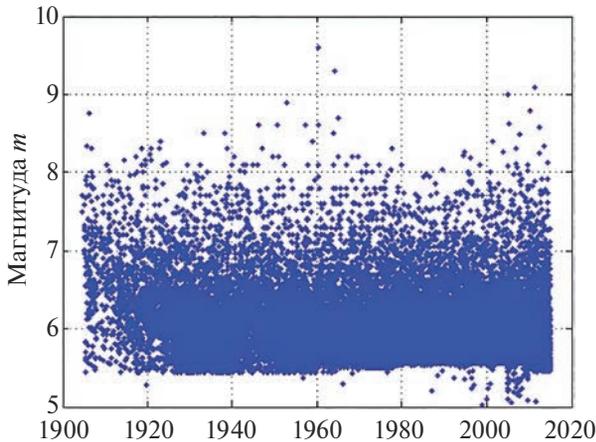


Рис. 4. Каталог ISC-GEM за 1904–2014 гг., по оси Y – магнитуды.

Нижняя граница Q_t теоретически является квантилем уровня $(1 - q)$ случайной магнитуды m , распределение которой зависит от времени t . Практически для его оценки берется выборочный квантиль (процентиль уровня $(1 - q)$) в скользящем временном окне $[(t - \Delta_t/2), (t + \Delta_t/2)]$ длительности Δ_t . Выбирая q достаточно большим, скажем $q = 80, 90, 95\%$, можно описать изменения нижней границы представительности со временем. Брать слишком близкие к единице значения q не рекомендуется, поскольку их статистические оценки становятся при этом неустойчивыми (это особенно явно проявляется при малом объеме исследуемого каталога). Наиболее подходящим для практической характеристики нижней границы интервала представительности, на наш взгляд, является уровень $q = 90\%$. Следует отметить, что при реальной оценке квантилей в плавающем окне мы использовали для уменьшения случайных флуктуаций процедуру предварительного *сглаживания по времени*, которая состояла в том, что перед определением квантилей множество моментов времени (τ_1, \dots, τ_k) событий подвергалось k раз случайным возмущениям с равномерным распределением в интервале $[-\delta, +\delta]$ и полученные по возмущенным выборкам квантили усреднялись. В нашем конкретном случае мы брали $\delta = 5$ лет, но эту величину следует подбирать, учитывая особенности анализируемого каталога и его объем. Число усредняемых значений достаточно брать не очень большим, мы брали $k = 1000$. На рис. 5 в скользящем окне $[(t - 1.8), (t + 1.8)]$, $\Delta_t = 3.6$ (время в годах) показаны 3 выборочных сглаженных квантиля $Q_t(0.20)$, $Q_t(0.10)$, $Q_t(0.05)$, соответствующие уровням представительности $q = 80, 90, 95\%$.

Из рис. 5 видно, что после 1960–1965 гг. значения квантилей стабилизируются. В более ранние годы они существенно больше современных. По-

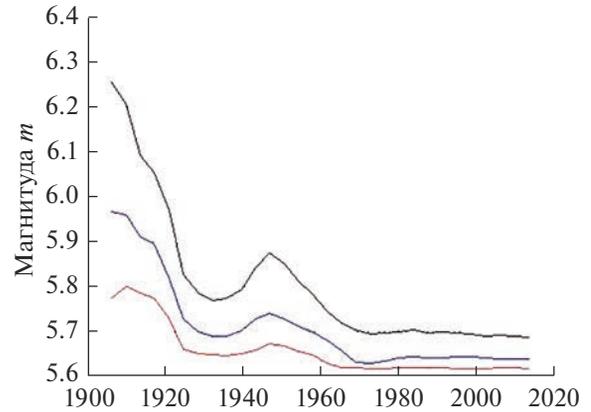


Рис. 5. Нижние границы интервалов представительности для уровней $q = 80\%$ – черный (верхняя линия), $q = 90\%$ – синий (средняя линия), $q = 95\%$ – красный (нижняя линия) в скользящем временном окне $[(t - 1.8), (t + 1.8)]$, время – в годах.

вышение нижней границы интервала представительности в 1941–1948 гг., по-видимому, обусловлено ухудшением системы регистрации землетрясений во время второй мировой войны 1939–1945 гг. Изменения уровня представительности со временем необходимо учитывать при оценивании параметра b .

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предложена статистически обоснованная процедура выбора интервала линейности для закона Гутенберга-Рихтера и оценивания параметра b на этом интервале (непрерывный и дискретный варианты). Как показывают примеры анализа каталогов, этот интервал $[m_0; m_1]$ заметно меньше всего интервала регистрации землетрясений. Это следует учитывать при оценке параметра b . Включение в интервал оценки магнитуд $m < m_0$ приводит к занижению оценки b , а включение магнитуд $m > m_1$, как правило, к завышению (но возможны и случаи занижения для некоторых региональных каталогов). Следует отметить, что использование магнитуд в нижнем интервале $m_0 - a < m < m_0$ сказывается на оценке максимального правдоподобия сильнее, чем магнитуд в таком же по длине верхнем интервале $m_1 < m < m_1 + a$, так как оно сопровождается добавлением в правдоподобие гораздо большего количества наблюдений из-за экспоненциального убывания плотности. Поэтому для оценки параметра b точность оценки левого конца m_0 гораздо существенней точности оценки правого конца m_1 .

Для каталогов с дискретными магнитудами вместо обычно используемых поправок на дискретность при оценивании параметра b предлагается использовать классический метод макси-

мального правдоподобия для дискретных распределений. Показано, что для не слишком малых интервалов магнитуд этот метод дает меньшую средне-квадратичную ошибку. Кроме того, этот метод применим не только к равномерной дискретизации, но и к произвольным дискретным распределениям (см. [Писаренко и др., 2022]), энергетическим классам, агрегированным интервалам магнитуд и т.п.

Предложена статистически обоснованная нижняя граница $Q_c(q)$ интервала представительной регистрации, имеющая уровень доверия q . Она является выборочным квантилем уровня $(1 - q)$ случайной магнитуды m в скользящем временном окне $[(t - \Delta_c/2), (t + \Delta_c/2)]$. На примере глобального каталога ISC-GEM 1904–2014 показано, как эта граница изменялась со временем.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят А.В. Ландера и Д.В. Писаренко за помощь при выполнении данной работы.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 20-05-00433.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Писаренко В.Ф.* Оценка параметров Усеченного распределения Гутенберга-Рихтера (УГР) // *Физика Земли*. 2022. № 1. С. 90–99.
- Писаренко В.Ф., Любушин А.А., Родкин М.В.* Максимальные землетрясения в будущих интервалах времени // *Физика Земли*. 2021. № 2. С. 1–19.
- Писаренко В.Ф., Родкин М.В.* Декластеризация сейсмического потока, статистический анализ // *Физика Земли*. 2019. № 5. С. 1–15.
- Писаренко В.Ф., Ружич В.В., Скоркина А.А., Левина Е.А.* Структура сейсмического поля Байкальской рифтовой зоны // *Физика Земли*. 2022. № 3. С. 1–19.
- Рао С.Р.* Линейные статистические методы и их применения. Глава 6 (6е.2.2). М.: Наука, 1968. 548 с.
- Ризниченко Ю.В.* Проблемы физики землетрясений // *Физика Земли*. 1966. № 2. С. 3–24.
- Смирнов В.Б., Завьялов А.Д.* К вопросу о сейсмическом отклике на электромагнитное зондирование литосферы Земли // *Физика Земли*. 2012. № 7–8. С. 63–88.
- Смирнов В.Б., Пономарев А.В.* Физика переходных режимов сейсмичности. М.: РАН, 2020. 412 с.
- Смирнов В.Б., Пономарев А.В., Завьялов А.Д.* Структура акустического режима и сейсмический процесс // *Физика Земли*. 1995. № 1. С. 38–58.
- Соболев Г.А.* Основы прогноза землетрясений. М.: Наука, 1993. 313 с.
- Aki K.* Maximum likelihood estimate of b in the formula $\log N = a - bM$ and its confidence limits // *Bull. Earthq. Res. Inst.* 1965. V. 43. P. 237–239.
- Bender B.* Maximum likelihood estimation of b -values for magnitude grouped data // *BSSA*. 1983. V. 73. P. 831–851.
- Cosentino P., Ficara V., Luzio D.* Truncated exponential frequency-magnitude relationship in the earthquake statistics // *Bull. Seismol. Soc. Am.* 1977. V. 67. P. 1615–1623.
- Cramer H.* *Mathematical Methods of Statistics*. Princeton: Princeton University Press, 1946. 631 p.
- Gutenberg B., Richter C.* *Seismicity of the Earth / 2nd eds.* Princeton: Princeton University Press, 1954. 321 p.
- Holschneider M., Zoller G., Hainzl S.* Estimation of the maximum possible magnitude in the framework of the doubly truncated Gutenberg-Richter model // *Bull. Seismol. Soc. Am.* 2011. V. 101(4). P. 1649–1659.
- Kagan Y.Y., Schoenberg F.* Estimation of the upper cutoff parameter for the tapered Pareto distribution // *J. Appl. Prob.* 2001. V. 38(A). P. 158–175.
- Kijko A.* Estimation of the maximum earthquake magnitude M_{\max} // *Pure Appl. Geophys.* 2004. V. 161(8). P. 1655–1681.
- Kijko A., Graham G.* Parametric-historic procedure for probabilistic seismic hazard analysis part I: Estimation of maximum regional magnitude M_{\max} // *Pure Appl. Geophys.* 1998. V. 152(3). P. 413–442.
- Kijko A., Sellevoll M.* Estimation of earthquake hazard parameters from incomplete data files. Part I. Utilization of extreme and complete catalogs with different threshold magnitudes // *Bull. Seism. Soc. Amer.* 1989. V. 79. P. 645–654.
- Kijko A., Sellevoll M.* Estimation of earthquake hazard parameters from incomplete data files. Part II. Incorporation of magnitude heterogeneity // *Bull. Seism. Soc. Amer.* 1992. V. 82. P. 120–134.
- Kijko A., Singh M.* Statistical tools for maximum possible earthquake estimation // *Acta Geophys.* 2011. V. 59(4). P. 674–700.
- Marzocchi W., Sandri L.* A review and new insights on the estimation of the b -value and its uncertainty // *Annales of Geophysics*. 2003. V. 46. № 6. P. 1271–1282.
- Pisarenko V., Rodkin M.* Approaches to Solving the Maximum Possible Earthquake Magnitude (M_{\max}) Problem // Accepted for publication in the *Journal Surveys in Geophysics*. 2022. <https://doi.org/10.1007/s10712-021-09673-1>
- Pisarenko V., Rodkin M.* The Estimation of Probability of Extreme Events for Small samples // *Pure and Appl. Geophys.* 2017. V. 174. № 4. P. 1547–1560.
- Scholz C.H.* The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes // *Bull. Seism. Soc. Amer.* 1968. V. 58. № 1. P. 399–415.
- Taroni M., Zhuang J., Marzocchi W.* High-Definition Mapping of the Gutenberg-Richter b -value and Its Relevance: A Case Study in Italy // *Seismol. Res. Lett.* 2021. V. 92. P. 3778–3784.
- Utsu T.* A statistical significance test of the difference in b -value between two earthquake groups // *J. Phys. Earth.* 1966. V. 14. № 2. P. 37–40.

How to Choose a Magnitude Interval to Evaluate the Slope of the Magnitude-frequency Graph

V. F. Pisarenko^{1, *}, A. A. Skorkina^{1, **}, and T. A. Rukavishnikova^{1, ***}

¹*The Institute of Earthquake Prediction Theory and Mathematical Geophysics RAS,
Profsoyuznaya st., 84/32, Moscow, 117997 Russia*

**e-mail: pisarenko@yasenevo.ru*

***e-mail: anna@mitp.ru*

****e-mail: tanyar@mitp.ru*

In modern seismological practice, to describe the distribution of magnitudes, the Gutenberg-Richter law is widely used, one of the parameters of which is the b -value (the slope of the magnitude-frequency graph on a log scale). Authors propose new approaches to the problem of adequate and efficient statistical estimation of this parameter. The problem of the correct choice of the magnitude interval is discussed, on which the straightness of the Gutenberg-Richter law is observed with an acceptable degree of accuracy and which should be used to estimate the b -value. An efficient method of accounting for discreteness and aggregation of magnitudes in earthquake catalogs (the maximum likelihood method for discrete distributions) is proposed. The problem of changes in time of the lower limit of representative earthquakes registration is considered and a statistical approach is proposed for their description.

Keywords: b -value, interval of linearity of the Gutenberg-Richter law, discretization and aggregation of magnitudes, threshold of representative earthquake registration

УДК 550.34

МИКРОСЕЙСМЫ КАК ИНСТРУМЕНТ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ. СОСТОЯНИЕ ВОПРОСА

© 2023 г. А. Н. Беседина^а, *, Ц. А. Тубанов^а

^аГеологический институт им. Н.Л. Дobreцова СО РАН, ул. Сахьяновой, ба, Улан-Удэ, 670047 Россия

*e-mail: besedina.a@gmail.com

Поступила в редакцию 29.08.2022 г.

После доработки 07.12.2022 г.

Принята к публикации 23.12.2022 г.

При рассмотрении микросейсмического шума в качестве инструмента геофизических исследований определяющее значение имеют пространственно-временные характеристики самого шума. Важным этапом исследований является характеристика распределения источников шума как в частотном диапазоне, так и по энергетическому составу. В обзоре рассмотрены основные механизмы генерации микросейсмических колебаний в широком диапазоне частот, включая первичные и вторичные микросейсмы (0.05–0.3 Гц), низкочастотные колебания (0.2–50 мГц), высокочастотные колебания (2–60 Гц), озерные микросейсмы (0.5–2 Гц). В работе также описаны наиболее востребованные методики, используемые для обработки и анализа непрерывного потока данных микросейсмического шума; продемонстрирован широкий спектр геофизических задач, для решения которых привлечены результаты регистрации микросейсмических колебаний.

Ключевые слова: микросейсмы, микросейсмический шум, сейсмические волны, модель локальных неоднородностей, участок земной коры, частотный диапазон, спектральная плотность мощности, сейсмический мониторинг

DOI: 10.31857/S0203030623700116, **EDN:** MHVAJM

ВВЕДЕНИЕ

Еще Б.Б. Голицын, проводя сейсмические наблюдения на нефтяных промыслах Баку, отмечал связь фоновых колебаний с процессами, происходящими в среде. В середине XX века стало окончательно понятно, что микросейсмы не просто помеха или побочный продукт сейсмической регистрации, а являются уникальным инструментом диагностики среды [Саваренский, Киринос, 1949; Монахов и др., 1959; Винник, 1965 и многие др.]. Были получены данные, свидетельствующие о том, что характеристики микросейсмических колебаний несут в себе информацию об особенностях строения среды, об изменениях, которые готовятся или происходят в массиве горных пород.

Появление более чувствительного оборудования, активное развитие сейсмических наблюдений во всем мире и расширение возможностей цифровой обработки способствовали получению нового объема знаний; в том числе и о микросейсмических колебаниях. За последнее десятилетие созданы новые модели генерации микросейсм, появились более совершенные методики их анализа. Соответственно, расширились области применения результатов регистрации микро-

сейсмических колебаний, как инструмента геофизических исследований. Например, их используют при изучении процессов, происходящих в океанах [Ardhuin et al., 2012; Larose et al., 2015; Podolskiy, Walter, 2016; Anthony et al., 2018] и озерах [Lynch, 1952; Kerman, Mereu, 1993; Koper et al., 2009; Xu et al., 2017; Anthony et al., 2018; Smalls et al., 2019; Carchedi et al., 2022], при проведении пассивной томографии [Королева и др., 2009; Яновская, Королева, 2011; Shapiro et al., 2005; Campillo et al., 2011], для изучения изменений напряженно-деформированного состояния разных участков земной коры [Wegler, Sens-Schonfelder, 2007; Brenguier, 2008a, 2008b; Wegler et al., 2009; Chen et al., 2010; Zacarelli et al., 2011; Hobiger et al., 2016 и др.], для мониторинга площадок особо ответственных сооружений, месторождений и пр. [Алешин, 2017; Хогоев и др., 2019].

Существенная модернизация региональных сетей сейсмологических наблюдений в России позволила в основном завершить переход на цифровую регистрацию, увеличить количество сейсмостанций, оснастив их широкополосными датчиками и расширив возможности передачи информации. Все это позволяет использовать данные долговременных наблюдений стационарных сейсмостанций для анализа микросейсмического шума с таким

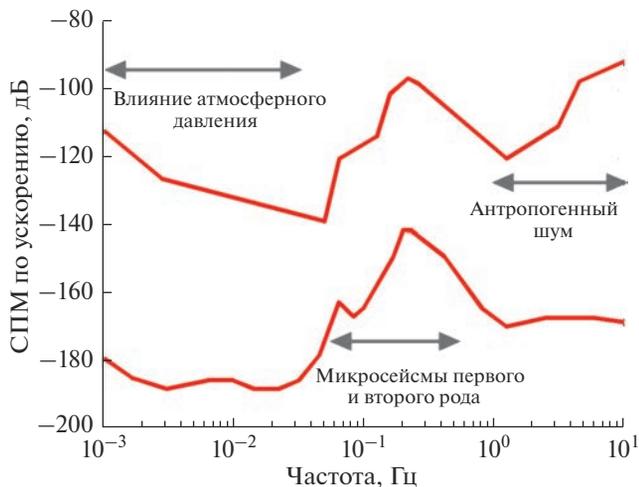


Рис. 1. Минимальный и максимальный уровень микросейсмического шума по модели [Peterson, 1993] с отмеченными основными механизмами в соответствующих диапазонах частот.

же успехом, как это раньше делалось только в ходе специальных полевых экспериментов.

В предлагаемом обзоре рассмотрены основные параметры микросейсмических колебаний в широком диапазоне частот и методики, позволяющие использовать их свойства и характеристики в качестве инструмента геофизических исследований. В первую очередь — для построения геомеханических моделей массива и выявления локальных неоднородностей участков земной коры по данным долговременных наблюдений сейсмической сети. В качестве иллюстрации применения современных методов анализа микросейсм в статье использованы данные, полученные на УНУ «Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира».

СТРУКТУРА МИКРОСЕЙСМИЧЕСКОГО ШУМА

Микросейсмические колебания были замечены, а их источники были во многом определены одновременно с началом сейсмических измерений. Уже в работах начала XX века был установлен круг возможных источников и выяснен преимущественный физический механизм микросейсмических волн, их связь с волновыми явлениями, ветром, давлением и пр. Одно из первых определений микросейсмических колебаний, данное Б.Б. Голицыным [Голицын, 1909] вполне актуально до сих пор: микросейсмические явления — это непрерывные колебания грунта, регистрируемые повсюду в мире, независимо от активности землетрясений.

На первых этапах развития сейсмологии такие колебания существенно осложняли исследования. «... Эти колебания, налагаясь подчас на записи сейсмографами отдаленных землетрясений, очень затрудняют, — особенно, если последние мало интенсивны, — чтение и разработку соответствующих сейсмограмм ...» [Голицын, 1909]. Так что основное направление исследований было подчинено изучению микросейсмических колебаний как помех (появилось замещающее понятие «микросейсмический шум»), поиску источников их возникновения и исследованию основных характеристик сейсмического шума. При этом, довольно быстро стало очевидным, что регистрация микросейсмических колебаний способна обеспечить исследователя весьма информативными данными.

Общее представление о механизмах генерации и особенностях распространения микросейсм было сформировано уже к середине XX века и развивается до сегодняшнего дня [Бончковский, 1946; Саваренский, Кирнос, 1949; Монахов и др., 1959; Винник, 1965; Монахов, 1977; Табулевич, 1986; Longuet-Higgins, 1950; Wilson, 1953; Hasselmann, 1963; Bard, 1999 и многие другие]. В 1980-е годы была впервые опубликована, повсеместно используемая в качестве эталона, модель максимального и минимального уровня микросейсмических колебаний, которая несколько раз уточнялась [Peterson, 1982, 1993].

Обобщение всех имеющихся данных привело к пониманию, что микросейсмический шум (в англоязычной литературе установлен термин *seismic ambient noise*) является результатом нелинейного взаимодействия между атмосферой, океаном и твердой Землей. В результате такого взаимодействия — волн в океане, ветра, колебаний локальных блоков среды, транзитных волн, их отражений, деятельности человека и пр. — формируется микросейсмическое поле, являющееся результатом взаимодействия сейсмических волн различных типов. Очевидно, что бесконечное множество источников превращает микросейсмические колебания в случайный процесс, который чаще всего и моделируют как результат интерференции набора случайных источников. По частотному диапазону микросейсмические шумы в общем можно разделить на низкочастотные (менее 1 Гц) и высокочастотные от 1 до 1000 Гц (диапазон частот более 1000 Гц уже попадает в область сейсмоакустических шумов). Часто выделяется диапазон первичных и вторичных микросейсм: частоты от 0.05 до 0.3 Гц (рис. 1).

Здесь и далее мы будем использовать набор терминов, используемый в русскоязычной литературе (микросейсм, микросейсмический шум, микросейсмическое поле и пр.), считая их сино-

нимами для названия микросейсмических колебаний во всем диапазоне частот.

Первичные и вторичные микросейсм

Типичные спектры микросейсмических колебаний, которые на Земле регистрируются повсеместно, содержат два основных широких пика: в районе 0.07 и 0.14 Гц. Один из них формируется колебаниями с типичными частотами 0.05–0.1 Гц (периоды 10–20 с), которые называют микросейсмными первого рода (или “первичными микросейсмными”). Второй отражает колебания в диапазоне частот 0.1–0.3 Гц (3–10 с), которые называют микросейсмными второго рода (или “вторичными”); именно они составляют основную массу данных сейсмической регистрации и являются самыми сильными фоновыми колебаниями.

Модели процессов генерации микросейсм до сих пор разрабатываются и уточняются. Считается, что первичные микросейсм образуются вблизи побережья: они генерируются океанскими волнами, достигшими мелководного морского дна [Hasselmann, 1963; Nishida et al., 2008; Arduin, 2018], в то время как источники вторичных микросейсм могут находиться как на мелководье [Шулейкин, 1941; Монахов, 1977; Арсеньев и др., 2006; Harms et al., 2010; Stutzmann et al., 2012; Gualtieri et al., 2020], так и в глубоком океане [Kedar et al., 2008; Gualtieri et al., 2020].

В качестве основного механизма микросейсм второго рода рассматривают нелинейное взаимодействие океанских волн. Одна из первых моделей была построена В.В. Шулейкиным. Он считал, что микросейсм возбуждаются ударами прибоев об отвесные морские берега, и детально исследовал этот процесс, предлагая достаточно простые формулы расчетов [Шулейкин, 1941, 1949]. Наиболее распространенная в мире модель возбуждения вторичных микросейсм была опубликована М.С. Лонге-Хиггинс [Longuet-Higgins, 1950], который вычислил возбуждение волн Рэлея на дне океана в зависимости от частоты, батиметрии и скорости S-волны в коре. Он предположил, что микросейсм возникают, когда встречаются две линейные океанские гравитационные волны одинаковой частоты и противоположных направлений распространения и, соответственно, создают поле давления, генерирующее сейсмические волны Стоунли на дне океана. Теоретически было объяснено удвоение частоты микросейсм по отношению к частоте источника — частоте штормовых волн.

Статья [Longuet-Higgins, 1950] считается знаковой теоретической работой для понимания физического механизма генерации микросейсм, хотя появлялись и альтернативные точки зрения. Так, в 1960–1970 гг. математически была доказана

неустойчивость установившихся нелинейных волн на поверхности глубокой воды [Захаров, 1968; Benjamin, Feir, 1967] и продемонстрировано, что такие волны не могут распространяться на значительные расстояния от источника. Параллельно наблюдения [Монахов, 1977] заставляли предположить, что микросейсм возбуждаются бегущими океанскими волнами на континентальном или островном шельфе в зоне прибрежного мелководья (где происходит обрушение волн), а затем распространяются вглубь континентов и океанов. Опираясь на эти данные, авторы работ [Арсеньев и др., 1990, 2006] изучили процесс обрушения волн на шельфе с помощью теоретического и лабораторного моделирования. Они рассмотрели теорию генерации микросейсм в длинных нелинейных волнах и показали, что при распространении океанских волн на шельфе возникает незатухающее с глубиной переменное давление, которое может породить микросейсм с удвоенной частотой, по сравнению с частотой волн на поверхности океана. Таким образом, была предложена альтернативная модели Лонге-Хиггинса теория объяснения эффекта удвоения частоты микросейсм по отношению к частоте источника.

Развитие вычислительных мощностей сделало возможным количественное моделирование генерации сейсмического шума с использованием модели океанских волн. В работе [Kedar et al., 2008] для Северной части Атлантического океана была впервые рассчитана модель сейсмического шума, генерируемого в глубоком океане. Отметим, что Атлантика была давно определена как наиболее интенсивный источник микросейсм. Уже в работе [Рыкунов, 1967] эта область указана как генератор наиболее интенсивных микросейсм и представлена амплитудно-частотная характеристика шума с преобладающими периодами 4–5 с зимой и 3.5–4 с летом; причем зимние амплитуды на этих периодах превышают летние в среднем в 1.5–2 раза. Данные современных наблюдений также подтверждают, что Атлантический океан является одним из самых сильных генераторов микросейсм для многих областей северного полушария [Gualtieri et al., 2013]. Была обнаружена сезонная изменчивость вклада Атлантического и Индийского океана, а также Средиземного моря.

Авторы работы [Arduin et al., 2011] добавили в модель океанских волн прибрежное отражение и продемонстрировали хорошее согласие между микросейсмными, наблюдаемыми на станциях в Северной Америке, Гренландии, Исландии, Европе, и своими результатами расчетов, полученными путем применения теории Лонге-Хиггинса к спектрам океанских волн, передаваемых из Северной части Атлантического океана: фактически была разработана глобальная карта источников шума. На сегодняшний день появился целый

ряд подобных расчетов, причем модели становятся все более реалистичными [Stutzmann et al., 2012; Davy et al., 2015 и др.]. Например, в расчетах [Gualtieri et al., 2013] использовалась сетка точечных источников шума – весь океан дискретизирован с шагом всего в 50 км; при этом учитывался суммарный вклад всех источников и батиметрия.

Вероятно, на сегодняшний день можно говорить о прекращении споров о механизмах генерации вторичных микросейсм, поскольку подтверждается и версия об их формировании на мелководье, и предположение о том, что самые сильные источники шума находятся в глубоком океане. Более того, были идентифицированы источники, возникающие в результате взаимодействия океанских волн, приходящих от различных штормов: океанские волны от одного шторма могут преодолевать большие расстояния, прежде чем встретиться с океанскими волнами, порожденными другим штормом. Авторы работы [Obrebski et al., 2012] показали, что такие источники шума могут находиться в любой точке океанского бассейна, и порожденные ими микросейсм способны распространяться на несколько тысяч километров.

Озерные микросейсм

Наряду с первичными и вторичными микросейсм, формирование которых связывают с волнами в океанах, микросейсмические колебания могут также генерироваться волнами в относительно небольших водоемах [Lynch, 1952; Kerman, Mereu, 1993; Koper et al., 2009; Xu et al., 2017; Anthony et al., 2018; Smalls et al., 2019; Carchedi et al., 2022]. Такие микросейсм (озерные микросейсм или ОЗМ) имеют более короткие периоды, с выраженным пиком в диапазоне периодов 0.5–5 с. Колебания с подобными параметрами были обнаружены для озера Онтарио (Канада, США) [Kerman, Mereu, 1993; Xu et al., 2017], системы Великих озер (Канада, США) [Lynch, 1952; Anthony et al., 2018], Большого невольничьего озера (Канада) [Koper et al., 2009; Xu et al., 2017], озер Dianchi, Erhai, Fuxian в провинции Юньнань (Китай) [Xu et al., 2017], озера Йеллоустон (США) [Xu et al., 2017; Smalls et al., 2019], озера Малави (Африка) [Accardo et al., 2017; Carchedi et al., 2022]. Часто отмечается, что микросейсм, генерируемые волнами в озерах, имеют выраженные сезонные вариации, связанные, вероятно, с замерзанием поверхности озера [Xu et al., 2017; Anthony et al., 2018; Smalls et al., 2019; Carchedi et al., 2022]. Для некоторых озер (например, Йеллоустон [Smalls et al., 2019] и Малави [Carchedi et al., 2022]) отмечены суточные вариации озерных микросейсм. Наземными станциями озерные микросейсм могут быть зарегистрированы на расстоянии не далее 20–30 км от берега, а в периоды замерзания поверхности озер обычно не реги-

стрируются даже на близких расстояниях [Xu et al., 2017; Carchedi et al., 2022].

Исследователи, как правило, сходятся во мнении относительно диапазона периодов ОЗМ, однако механизмы, ответственные за возникновение микросейсм на этих периодах, остаются неясными из-за отсутствия отчетливых спектральных пиков. Например, для озера Малави в Юго-Восточной Африке выделены два пика ОЗМ с периодами ~0.6–1.3 и ~1.3–3 с [Carchedi et al., 2022]. Авторы, с одной стороны, предполагают, что отмеченные диапазоны могут быть подобны первичным и вторичным океаническим микросейсм, которые связаны с передачей энергии волновых движений океана в земную кору. С другой стороны, суточный характер озерных микросейсм, а также их поляризация, позволяют предположить [Carchedi et al., 2022], что энергия волн обусловлена комбинацией сезонно меняющихся ночных ветров, направляемых прибрежным рельефом и волноводными эффектами, что свидетельствует о генерации ОЗМ в результате сложного взаимодействия волна–волна на поверхности озера в пределах закрытой северной оконечности озера. На основе анализа сейсмического мониторинга вблизи Великих озер [Anthony et al., 2018] предположили, что передача энергии гравитационных волн на поверхности озера в сейсмические колебания (аналог первичных микросейсм) не является доминирующим механизмом, ответственным за озерные микросейсм, поскольку период волны (7–10 с) в озере существенно больше, чем период результирующих сейсмических колебаний (~1.5 с). Кроме того, отсутствуют изменения в доминирующем периоде озерных микросейсм с изменением периода волны [Anthony et al., 2018]. Для озера Йеллоустон, наоборот, показано, что суточные колебания микросейсм в диапазоне 0.4–1.1 Гц хорошо согласуются с данными о скорости ветра при временной задержке ~3.4 ч между изменениями скорости ветра и амплитудой сейсмических колебаний. Эти наблюдения предполагают, что сигналы представляют собой микросейсм, генерируемые гравитационными волнами, которые, в свою очередь, возбуждаются ветром на поверхности озера [Smalls et al., 2019].

Высокочастотные микросейсм

Антропогенный шум. Многими авторами отмечается, что энергия и распределение источников шума определяется частотным диапазоном и условиями проведения измерений. Это особенно значимо для микросейсм в высокочастотной области, источники которых, по большей части, являются антропогенными. В диапазоне высоких частот выше 2–3 Гц уровни сейсмического шума (на суше) определяются главным образом ветровыми нагрузками и антропогенным воздействием

[Wilson, 1953; Webb, 2002], убывая с ростом частоты пропорционально квадрату периода [Запольский, 1960; Винник и др., 1967].

Регистрация микросейсм в разных точках поверхности Земли показывает, что антропогенные составляющие присутствуют в высокочастотном диапазоне спектра сейсмических колебаний практически везде [Капустян, 2000]. В составе волнового поля микросейсм они представлены весьма постоянными частотами, которые определяются в виде узких спектральных пиков. Набор подобных антропогенных (или “техногенных”) частот, достаточно хорошо известен [Яковлев, Алешин, 1994; Спивак, 1994; Капустян, Юдахин, 2007]. В первую очередь такие спектральные пики характерны для наводок, вызванных промышленными силовыми линиями передачи переменного тока с частотой 50 Гц, или для их гармоник 25, 12.5, 8.33, 2.78 Гц и т.д. (соответствующие гармоники наблюдаются на территории бывшего СССР повсеместно [Сероглазов, 1988; Капустян, Юдахин, 2007]). Ряд частот – 2.08, 2.78, 3.13, 4.3, 6.7 Гц – связывают с вибрацией мощных электрическими машин и ГЭС [Яковлев, Алешин, 1994; Капустян, Юдахин, 2007; Лисейкин, Селезнев, 2021]. Как правило, наличие антропогенных пиков или четко привязывается к рабочему времени, или имеет стационарный характер, если источником является оборудование непрерывного цикла работы. Присутствие таких вибраций в составе микросейсмического шума может в зависимости от характера работы оборудования длиться несколько секунд/минут или быть весьма продолжительным. Их амплитуды на горизонтальных компонентах, как правило, несколько превышают вертикальную составляющую, а значения частоты весьма слабо (около сотых долей герц) флуктуируют во времени. Характер движения частиц грунта на рассматриваемых частотах для различных моментов времени имеет вид, близкий к линейному [Кишкина, 2003].

Большая часть антропогенных источников (транспорт, дизельные установки и т.п.) генерирует сейсмически шум не на отдельных частотах, а в некотором диапазоне. На рис. 2 приведен пример спектральной характеристики микросейсмических колебаний, зарегистрированных в 3.5 км к югу от железной дороги. Обычно продолжительность интенсивной фазы шума при прохождении поезда не превышает 3–5 мин; в спектральной области он проявляется на частотах свыше 2 Гц, с максимумом в полосе 4–6 Гц. В этой полосе уровень шума увеличивается на 10–12 дБ.

Влияние ветровой нагрузки на уровень высокочастотных микросейсм. Вызывают разногласия и данные о воздействии на уровень микросейсмических колебаний ветровой нагрузки. Еще в 1913 г. Б.Б. Голицыным были сопоставлены пе-

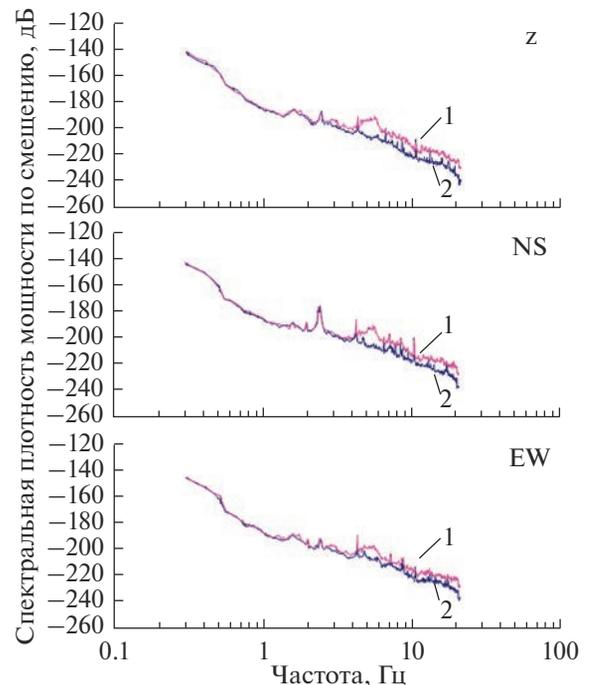


Рис. 2. Пример спектральной характеристики микросейсмических колебаний, зарегистрированных при прохождении поезда в 3.5 км от точки регистрации (1), в сравнении с фоновым уровнем шума (2).

риоды увеличения и уменьшения микросейсмических колебаний на четырех далеких сейсмических станциях с направлением и силой ветра (а также с состоянием моря на различных побережьях). При этом однозначной связи между локальными параметрами ветровой нагрузки и уровнем микросейсмических колебаний на станциях, установленных в совершенно разных условиях (Пулково, Иркутск, Тифлис, Ташкент), Б.Б. Голицын не обнаружил [Голицын, 1960].

Современные данные по оценке создаваемого ветром высокочастотного микросейсмического шума также весьма разнообразны. Основные вопросы – насколько линейна связь параметров ветра с уровнем регистрируемых на поверхности микросейсм и насколько эффективно можно понизить влияние ветровой нагрузки путем широко используемого небольшого заглубления аппаратуры.

Давно продемонстрировано, что при работе на поверхности важную роль играют условия установки датчиков: когда аппаратура оказывается в непосредственной близости от деревьев, амплитуды шума существенно увеличиваются. Во многих работах скорость ветра 3–4 м/с отмечена в качестве значимой границы появления эффекта [Wilson, 1953; Carter et al., 1991; Withers et al., 1996; Young et al., 1996]. Подчеркнем, что результаты экспериментов разных авторов подчас сильно

расходятся. В одних работах показано, что создаваемый ветром шум четко фиксируется на поверхности, но не наблюдается на заглубленных датчиках [Carter et al., 1991 и обзор там]. При этом в других условиях оказывается, что независимо от профиля ветра или местной литологии, все участки демонстрируют хорошую корреляцию между повышенным уровнем шума и более высокой скоростью ветра, даже на значительных глубинах: в работе [Young et al., 1996], например, речь идет о данных, полученных на глубине 367 м. По данным [Harms, 2010] на частотах менее 0.1 Гц вариации сейсмических амплитуд на глубине 90 м сильно коррелируют со скоростями приземного ветра; на глубине 1250 м такой корреляции нет.

Вероятно, можно сделать общий вывод, что создаваемый ветром шум является широкополосным (по крайней мере, от 1 до 60 Гц) и, по-видимому, нелинейным, резко усиливающимся при превышении порога скорости ветра (3–4 м/с в пределах нескольких метров от поверхности; и выше 8 м/с для глубины нескольких сотен метров) [Ананко, Смирнов, 1994; Young et al., 1996].

Параметры шума как функция глубины сильно зависят от места установки измерительного оборудования. Антропогенная деятельность, ландшафтные условия, геология и погодные условия являются основными факторами, влияющими на характеристики поля шумовых волн. Несмотря на зависимость от местоположения, по крайней мере одно общее наблюдение вытекает из исследований параметров микросейсмических колебаний на разной глубине регистрации: амплитуда шума уменьшается с глубиной, особенно на высоких частотах. Высокочастотные микросейсмические колебания на поверхности имеют большую амплитуду, они более изменчивы во времени и более когерентны, чем на подземных участках [Carter et al., 1991].

В зависимости от места установки разница между уровнем микросейсм на поверхности и в глубине может быть разной. Так, в одной точке установки на частотах в диапазоне от 15 до 40 Гц разница между шумами на поверхности и на глубине 900 м может составлять около 10 дБ [Carter et al., 1991]. А в другом месте заглубление всего на 40 м может позволить улучшить соотношение сигнал/шум на 10–20 дБ в диапазоне от 10 до 20 Гц [Withers et al., 1996]. Есть данные [Young et al., 1996 и обзор там], что в диапазоне от 3 до 10 Гц амплитуды, зарегистрированные на поверхности, даже меньше, чем в скважине глубиной 100 м. Соотношение менялось в пользу скважинных данных только в диапазоне свыше 20 Гц.

Несомненно, установка датчиков в прямках при временной регистрации позволяет избежать прямого воздействия на аппаратуру ветра и атмосферных осадков. Общие оценки, полученные с целью определения условий установки аппарату-

ры для максимально эффективной регистрации слабых сигналов, показали, что для достижения заметного снижения уровня микросейсмического шума необходимо заглубление аппаратуры не менее чем на 100 м [Кедров, 2005].

Амплитуды колебаний на поверхности могут существенно меняться в зависимости от толщины рыхлого слоя [Гайский, 1970; Саваренский, 1972; Алешин, 2017; Lermo, Chavez-Garcia, 1993 и др.]. Максимуму будут соответствовать ситуации, когда волна, приходящая к поверхности, и волны, отраженные внутри слоя, складываются, обладая одинаковой фазой. При этом, чем больше мощность рыхлых осадочных толщ, тем больше амплитуда шумов в определенном частотном диапазоне. Например, слой мощностью менее 5 м практически не будет влиять на характеристики колебаний в частотном диапазоне до 25–30 Гц [Сероглазов и др., 2009]. Изменяя общий уровень интенсивности регистрируемых на поверхности колебаний, осадочный слой не меняет общий характер спектральных форм [Дубянский и др., 2009].

Эндогенные микросейсм. При спектральном анализе микросейсм может выделяться ряд гармоник, источники которых имеют эндогенный характер. Вариация частоты таких пиков способна достигать 0.5 Гц. Изменение амплитуды пиков и само их наличие, как правило, не привязывается к рабочему антропогенному циклу. Появление ряда экспериментальных и теоретических моделей блочной геофизической среды [Кочарян, Родионов, 1988; Кочарян, Федоров, 1990; Кочарян, 2016] позволило предположить, что природа таких гармоник в высокочастотных микросейсмических колебаниях связана со сложностью геофизической среды как механической системы [Кочарян, Кабыченко, 2003; Кочарян, Спивак, 2003; Колосова и др., 2015], отвечающей на внешнее длиннопериодное воздействие [Кишкина, Спивак, 2003; Колосова и др., 2015].

Наиболее доступное и удобное для изучения постоянно присутствующее внешнее возмущение — лунно-солнечный прилив, который часто рассматривается как весьма важный фактор, способный влиять на параметры эндогенных микросейсмических колебаний [Любушин и др., 1997; Авсюк, 1996; Кишкина, Спивак, 2003; Адушкин и др., 2012 и многие другие]. В 1980-х гг. прошлого века был опубликован ряд работ о явлении модуляции высокочастотных микросейсмических шумов, обусловленной длиннопериодными деформирующими процессами: земными приливами и собственными колебаниями Земли [Рыкунов и др., 1980; Каррыев, 1984; Сероглазов, 1991; Тюпкин, 2002]. При этом многие не обнаруживали подобных явлений или отметили их неустойчивость [Гальперин и др., 1987; Сидорин, 2004;

Vidale et al., 1998]. В некоторых работах [Спивак, Кишкина, 2004; Сероглазов и др., 2009] предполагается, что эффекты модуляции длиннопериодными деформационными процессами проявляются в отдельных частотных диапазонах сейсмического шума, в то время как для сигнала в целом модуляция не подтверждается. Предполагается, что это может быть связано со структурными особенностями изучаемого участка и речь идет об избирательной реакции блочной среды на внешние возмущения. Авторы [Сероглазов и др., 2009] отмечают, что к сопоставлению фаз земных приливов с результатами их наблюдений лучше всего подходит модель цепочек блоков массива, находящегося под действием приливных сил [Родионов, Кондратьев, 1996].

Большой объем работ по изучению связи параметров эндогенных микросейсмических колебаний с внешним действием приливных сил, обусловленных гравитацией Луны и Солнца, проделан на Камчатке [Салтыков и др., 2008; Салтыков, 2014 и др.]. Регистрация была организована в пунктах, достаточно удаленных от районов индустриальной и транспортной активности, что дало возможность реализовать максимальную чувствительность регистрирующей аппаратуры. Анализ длинных рядов непрерывных данных пополнил ряд свидетельств о модуляции высокочастотных микросейсмических шумов приливами, поскольку исследователи смогли выявить статистически значимые приливные эффекты в сейсмическом шуме [Салтыков и др., 2008; Кугаенко и др., 2008; Салтыков, 2014]. При этом авторы утверждают, что эффект не является стабильным во времени, а становится устойчивым только перед сильным региональным землетрясением.

Здесь следует уточнить, что неоднородное строение коры приводит к возникновению расхождений между расчетной и экспериментально измеренной величинами деформации в районе наблюдений, так что вопрос о механизме воздействия приливного возмущения на параметры сейсмических шумов остается открытым. Тем более, что любые околосуточные вариации крайне сложно отделить от антропогенного воздействия [Гальперин и др., 1989], даже на достаточно удаленных пунктах регистрации. Вероятно, можно говорить об избирательной реакции среды на внешние возмущения, когда для некоторых частот или частотных диапазонов наблюдается заметный отклик на внешние воздействия и, следовательно, наилучшая корреляция между двумя процессами. Тем не менее эффект требует дальнейшего подтверждения и разработки возможного механизма.

Низкочастотные микросейсм

В диапазоне очень низких частот 0.0002–0.05 Гц вариации параметров микросейсмического шума связывают с изменением атмосферного давления. На этих частотах вертикальные сейсмометры реагируют на изменение силы тяжести вследствие изменения атмосферного давления вблизи места установки датчика. Турбулентность в пограничном слое атмосферы непосредственно над поверхностью Земли является характерным источником шума, возникающего на горизонтальных компонентах сейсмометров [Murphy, Savino, 1975]. Натурные измерения, проводимые [Murphy, Savino, 1975], показали, что шумы, измеренные в штольне на глубине 150 м, связанные с флуктуациями атмосферного давления, затухают на 90% по сравнению со значениями на поверхности. Отметим, что широкополосные сейсмометры достаточно чувствительны к изменениям температуры, и при установке приборов большое внимание стали уделять изоляции корпуса для минимизации влияния вариаций давления и температур [Hutt, Ringler, 2009]. Широкополосные приборы с нарушенной герметичностью могут иметь повышенные шумы на горизонтальных компонентах из-за изменения силы тяжести при воздействии на инерционную массу сейсмометра [Кислов, 2009].

В последние годы развиваются новые подходы к обработке и интерпретации результатов регистрации микросейсм в низкочастотном диапазоне [Соболев, 2004, 2006, 2008; Соболев, Любушин, 2006, 2007; Lyubushin, 2021, 2022]. Эти подходы используются, в том числе, для прогноза крупных землетрясений, что будет рассмотрено ниже, в соответствующем разделе.

В качестве иллюстрации к разделу “Структура микросейсмического шума” на рис. 3 приведен пример годовых вариаций спектрального состава микросейсмических колебаний, зарегистрированных в 2020 г. станцией “Максимиха” (МХМВ) на расстоянии 700 м от береговой линии оз. Байкал. Эта сейсмостанция функционирует в составе сети наблюдений Бурятского филиала ФИЦ ЕГС РАН с 1998 г. и укомплектована широкополосным датчиком Güralp CMG-40T [Тубанов и др., 2021]. На рисунке отчетливо выделяются разные диапазоны, характеризующие описанную выше структуру микросейсм: хорошо видна полоса частот выше 10 Гц, характерная для антропогенных шумов; диапазон частот 0.5–2 Гц соответствует озерным микросейсам, которые проявляются в виде дискретно появляющихся областей повышенной интенсивности СПМ; пик вторичных микросейсм выражен в полосе частот в районе 0.2–0.3 Гц.

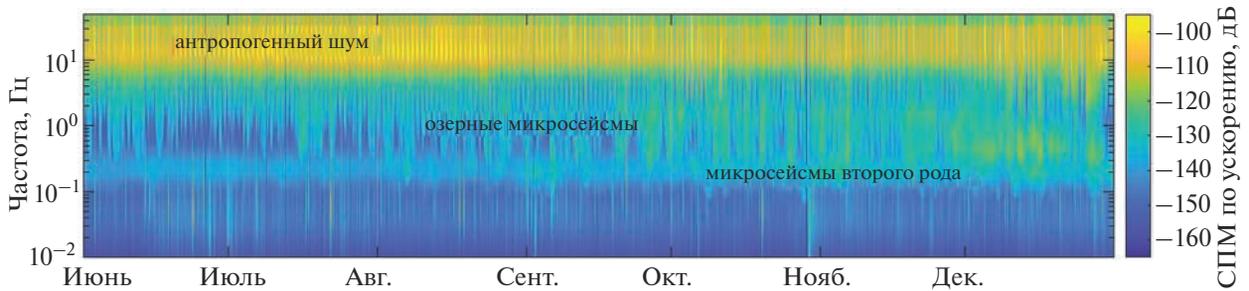


Рис. 3. Спектральная плотность мощности по ускорению, построенная по данным станции “Максимиха” (MXMB, Z – компонента, 700 м от береговой линии оз. Байкал) за 2020 г.

Волновой состав микросейсм

На сегодняшний день подтверждено, что доминирующей в сейсмическом шуме является основная мода волн Рэлея [Саваренский, Кирнос, 1949; Монахов и др., 1959; Рыкунов, 1967; Gualtieri et al., 2013]. Однако часть микросейсмических колебаний распространяется в виде объемных волн и волн Лява [Винник и др., 1967; Webb, 2002; Bonnefoy-Claudet et al., 2006a; Gualtieri et al., 2013, 2020].

В частности, Л.П. Винник [Винник и др., 1967] показал, что в тихой внутриконтинентальной области доля объемных волн может составлять вплоть до 60% энергии микросейсмического поля в области частот около 1 Гц. Согласно работе [Korper et al., 2010] энергия Р-волн, включающих региональные, мантийные и прошедшие через внешнее ядро волны, вносит около 28% в общий состав шума в диапазоне периодов 0.25–2.5 с, а остальную часть составляют волны Рэлея, возникающие, по большей части, вследствие техногенного шума. Авторы работы [Landes et al., 2010] показали, что в диапазоне частот 0.1–0.3 Гц в энергетический состав шума материковой части северного полушария вносят вклад также моды Р-волн с источниками в океане. Мониторинг очаговой зоны Венчуанского землетрясения с помощью малоапертурных групп выявил наличие в микросейсмическом шуме объемных волн [Wang et al., 2010]. Исследование сейсмического шума в Калифорнии с помощью сети Паркфилд продемонстрировало наличие группы Р-волн и волн Рэлея, приходящих со стороны Тихого океана [Roux et al., 2005]. На локальных участках Восточно-Европейской платформы, которая характеризуется мощными отложениями рыхлых осадочных пород, а также высоким уровнем антропогенных помех, в диапазоне высоких частот 0.5–40 Гц были обнаружены объемные и поверхностные волны, которые, вероятно, связаны с карстовыми областями [Беседина и др., 2017]. В Ростовской области при регистрации малоапертурной группой было отмечено присутствие поверхностных волн, связанных с влиянием Цимлянского водохрани-

лища, расположенного севернее места проведения измерений [Беседина и др., 2017].

Исследования состава микросейсмического шума в диапазоне 0.4–4 Гц по данным 18 сейсмических групп международной системы мониторинга IMS, расположенных по всему миру [Korper et al., 2010, Nishida et al., 2008], подтвердили предположения [Винник и др., 1967; Webb, 2002 и др.], что волны Лява могут давать весьма существенный вклад в состав микросейсм по отношению к кинетической энергии волн Рэлея. При этом было показано, что отношение энергий волн Лява и Рэлея зависит от частоты [Nishida et al., 2008], а в отдельных случаях вклад волн Лява может даже превышать рэлеевскую компоненту [Tanimoto et al., 2015]. Наблюдения микросейсмического шума показали, что волны Лява и Рэлея в значительной степени генерируются одними и теми же механизмами. Достаточно долго не появлялось достоверной теории генерации волн Лява, поскольку считалось, что в отличие от остальных типов волн, их механизм не может быть напрямую связан с реакцией Земли на вертикальные нагрузки давления, вызванные атмосферными и/или океаническими возмущениями. Предположение [Nishida et al., 2008; Fukao et al., 2010], что вертикальная сила, приложенная к неровностям океанского дна, может быть разделена на горизонтальную и вертикальную составляющие и, соответственно, возбуждать волны Лява и Рэлея, было подтверждено и уточнено моделированием. Результаты расчетов [Gualtieri et al., 2020] показали, что небольшая часть волн Лява в микросейсмах действительно генерируется в результате расщепления граничных сил на ненулевой крутизне склона, но большинство возникает в результате взаимодействия неоднородностью внутри Земли. L. Gualtieri с соавторами [Gualtieri et al., 2020] также продемонстрировали, что расчетные спектры, полученные с учетом 3D модели Земли (S40RTS) и данных батиметрии, с высокой точностью соответствуют реальным спектрам в диапазоне периодов 4–10 с.

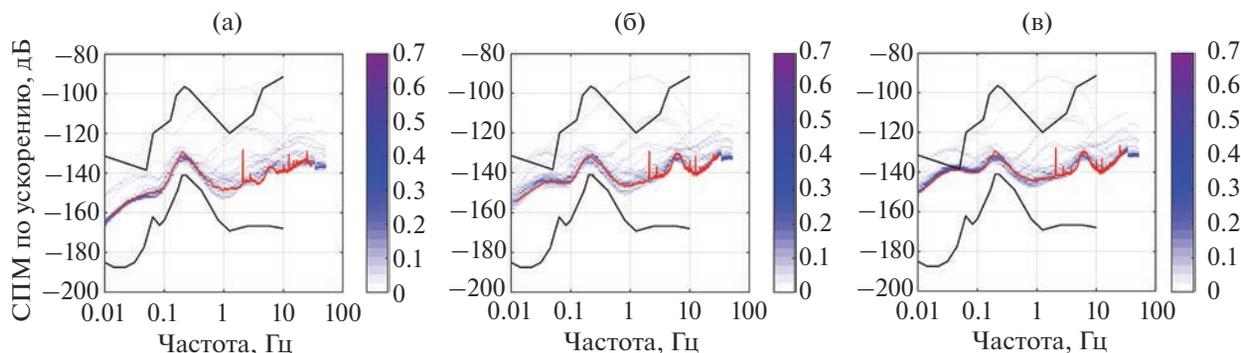


Рис. 4. Спектральная плотность мощности микросейсмического шума по ускорению по данным широкополосной станции “Хурамша” (HRMR) за январь 2021 г.

а – Z-компонента, б – N-компонента, в – E-компонента.

Цветом показано вероятностное распределение уровня шума по частоте. Красной линией показаны значения спектральной плотности мощности (СПМ), рассчитанные методом анализа сейсмического шума в дневные часы в отсутствие сигналов и антропогенных помех. Черные линии – минимальный и максимальный уровень шума, по [Peterson, 1993].

МЕТОДЫ АНАЛИЗА МИКРОСЕЙСМ

Увеличение числа сейсмических станций, сформированных в системы наблюдений разной конфигурации, а также возможность обработки огромных объемов данных – все это позволило распространить на микросейсмический шум многие классические методы обработки сейсмических сигналов. Развиваются и специальные методики, разработанные для анализа непрерывного потока многоканальных сейсмических данных. Рассмотрим наиболее популярные из них.

Метод анализа сейсмического шума путем расчета спектра плотности мощности отдельных фрагментов колебаний, не осложненных видимым сигналом, с учетом характеристик измерительного канала (примеры такой обработки есть, например, в работах [Кишкина, 2003; Михайлова, Комаров, 2006]), расширился до построения вероятностных моделей микросейсмического шума, когда по значениям спектральной плотности мощности в большом временном интервале строится функция плотности вероятности [Peterson, 1993; McNamara, Buland, 2004]. Обычно вероятностные модели локального участка наблюдений сопоставляются с мировыми эталонными моделями максимального и минимального уровня микросейсмического шума [Peterson, 1993]. В качестве примера такой вероятностной модели на рис. 4 приведен результат анализа данных сейсмостанции сейсмологической сети БуФ ФИЦ ЕГС РАН (Бурятского филиала геофизической службы РАН) за январь 2021 г., проведенного с помощью двух подходов.

Наличие группы сейсмических станций позволяет восстанавливать вектор медленности и обратный азимут с помощью $f-k$ анализа не только сейсмических сигналов, но и фоновых шумов

[Koper et al., 2009; Koper, Hawley, 2010]. Геометрия сейсмической группы определяет обычно достаточно узкий диапазон длин волн и, соответственно, частот, для которых возможно корректное восстановление вектора медленности. Например, многие постоянные сейсмические группы, как “Михнево” [Кочарян и др., 2022] или группы, входящие в Международную систему мониторинга (IMS) [Koper, Hawley, 2010], имеют малую апертуру около 1 км и будут эффективны для исследований параметров сейсмических сигналов в диапазоне частот больше 0.3 Гц.

Методом анализа, который эффективен в широком диапазоне частот, является поляризационный анализ [Koper et al., 2009; Koper, Hawley, 2010; Xu et al., 2017; Nakata et al., 2019], который, требует наличия трехкомпонентных станций. Наряду с оценкой обратного азимута, анализ частотно-временной поляризации является одним из важных инструментов характеристики и определения местоположения областей источников сейсмического шума. Непрерывный анализ поляризации в разных полосах частот на разных сейсмических станциях позволяет количественно определить поляризованные сигналы, соответствующие разным типам волн, и получить их обратные азимуты, определить зоны источников, генерирующие микросейсм. Таким образом, можно не только выделить наиболее активные области формирования микросейсм, но и проследить, например, сезонные вариации их параметров на различных частотах [Davy et al., 2015].

Как правило, поляризационный анализ основан на вычислении собственных значений и собственных векторов ковариационной матрицы, построенной в некотором временном окне [Flinn, 1965; Kanasewich, 1973; Vidale, 1986; Li et al., 2021].

При анализе сейсмического шума, в отличие от импульсных сигналов, характерных для землетрясений и взрывов, используют восстановление поляризационных параметров как функции частоты и времени [Samson, 1983; Park et al., 1987; Koper, Hawley, 2010].

В последние годы очень широко применяется оценка кросс-корреляции сейсмического шума [Королева и др., 2009; Яновская, Королева, 2011; Shapiro et al., 2005; Bensen et al., 2007; Campillo et al., 2011 и многие др.]. В этих работах теоретическая модель сейсмического шума представляется как усредненная по большому интервалу времени совокупность сигналов от произвольных равномерно распределенных источников. В этом случае кросс-корреляционная функция шума между двумя станциями описывает состояние среды между точками-приемниками в виде функции Грина, которая представляет собой импульсный отклик среды и несет в себе структурную информацию о массиве, в котором происходит распространение волн [Королева и др., 2009; Snieder, 2004].

Кросс-корреляция шумов используется в сейсмической интерферометрии коды волн, которая позволяет проследить изменение скорости распространения волн в земной коре. Кода волны распространяется в среде медленнее, чем прямые волны, поэтому она более чувствительна к изменению скорости. Подход, предложенный в работе [Roupinet et al., 1984] для парных землетрясений, позволяет проследить изменения в скорости распространения волн по разнице времен прихода коды волн двух сигналов в выбранном временном окне. Большим преимуществом сейсмической интерферометрии является отсутствие необходимости использования искусственных источников сейсмических колебаний и возможность использования данных долговременных наблюдений существующей мировой сети сейсмостанций.

Среди методик анализа, разработанных именно для микросейсмических шумов, одним из наиболее популярных остается метод оценки соотношения вертикальной и двух ортогональных горизонтальных составляющих H/V , получивший название метода Накамуры [Nakamura, 1989]. Реализация метода достаточно проста: на каждом исследуемом участке выбираются отрезки записи шума для вертикальной и двух ортогональных горизонтальных составляющих. Ютака Накамура [Nakamura, 1989] первым заметил, что отношения горизонтальных и вертикальных спектров весьма похожи для большинства пар (хотя записи заметно различаются, если компоненты рассматриваются отдельно), что позволяет их использовать для оценки усиления сейсмического воздействия на рыхлых грунтах. Позднее сформировался подход для решения задач сейсмического микрорай-

онирования, при котором в качестве эталона спектрального отношения H/V выбирается характеристика хорошо известного участка твердых пород. Затем все другие участки, представляющие интерес, сравниваются с этим стандартным участком, что дает информацию о частотах и коэффициентах усиления, вносимых рыхлыми осадочными породами [Fernandez, Brandt, 2000]. Как правило, результаты анализа демонстрируют отчетливое увеличение резонансной частоты между твердыми и мягкими породами, а значения коэффициентов усиления повышаются с увеличением мягкости слоя [Fernandez, Brandt, 2000]. Хотя записи для разных участков могут использоваться независимо, регистрацию рекомендуется вести одновременно, поэтому часто для подробного анализа используется большое количество аппаратуры [Noguchi, Nishida, 2002; Bonnefoy-Claudet et al., 2006b]. Так, для исследования района, который был серьезно поврежден во время землетрясения в Тоттори в 1943 г. (Tottori, *M* 7.2), на площади около 15×7 км было установлено 8 сейсмических групп разной апертуры и 417 трехкомпонентных станций [Noguchi, Nishida, 2002].

В цикле работ, выполненных под руководством А.В. Горбатикова [Горбатиков, 1993; Горбатиков, Степанова, 2008; Горбатиков и др., 2008; Горбатиков, Цуканов, 2011 и др.], было доказано в эксперименте и на численных моделях, что неоднородности земной коры закономерно искажают спектр низкочастотного микросейсмического поля. Над высокоскоростными неоднородностями спектральные амплитуды определенной частоты f уменьшаются, а над низкоскоростными неоднородностями амплитуды возрастают. Частота связана с глубиной H залегания неоднородности и скоростью фундаментальной моды волны Рэлея V_R соотношением $H = 0.5 V_R(f)/f$. Разработанный метод микросейсмического зондирования (ММЗ) [Горбатиков, 1993] позволяет провести наблюдения по поверхности с небольшим набором датчиков и получать глубинные разрезы от сотен метров до десятков километров. ММЗ применим и в тех случаях, когда вертикальная компонента микросейсмического поля помимо волн типа Рэлея содержит объемные продольные волны. При геологической интерпретации результатов необходимо принимать во внимание, что оценка скорости в обнаруженном включении будет искажена по сравнению с чисто рэлеевским полем [Цуканов, Горбатиков, 2020]. Следует отметить, что для особенностей амплитудного поля микросейсм, которые используются в ММЗ, предлагают и альтернативные объяснения [Яновская, 2017], из которых может быть сделан вывод, что метод способен оценивать только среднюю глубину залегания неоднородности, но не ее вертикальный размер. Однако, учитывая большое число объектов, подвергшихся анализу с помо-

стью ММЗ, и наглядность полученных экспериментальных результатов, можно предположить, что развитие метода будет продолжаться, как и совершенствование его теоретической базы.

ВОЗМОЖНОСТИ АНАЛИЗА МИКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ ПРИ РЕШЕНИИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ЗАДАЧ

Микросейсмические колебания нашли широкое применение в разных областях геофизики. Например, исследование строения геологической среды охватывает разнообразные задачи, включающие пассивную томографию, обнаружение локальных неоднородностей, выявление залежей углеводородов, сейсмическое микрорайонирование, изучение вулканов и геотермальных систем. Анализ результатов микросейсмического мониторинга активно применяется при оценке сейсмической обстановки в районе особо ответственных объектов [Алешин, 2017], при поиске предвестников землетрясений [Соболев, 2004, 2006, 2008; Соболев, Любушин, 2006, 2007; Кочарян, Остапчук, 2011; Kocharyan et al., 2018; Lyubushin, 2021, 2022], при оценке чувствительности измерительных сетей и проверке корректной работы оборудования [Мещерякова, Герасимова, 2018]. Характеристики микросейсмических колебаний в непрерывных сейсмических записях могут быть использованы для исследования источников микросейсм в океанах, таких как штормы и ураганы, их миграций в пространстве и изменений во времени, что делает возможным, например, региональный и глобальный мониторинг климата [Davy et al., 2015]. Результаты регистрации низкочастотных колебаний используют для исследования внутренней структуры Земли, построения функций распределения плотности, оценок скорости распространения волн [Nishida, 2013]. В этом разделе рассмотрим некоторые из упомянутых задач подробнее.

В последние несколько десятилетий набирает популярность использование метода томографии поверхностными волнами, выделенными в сейсмическом шуме [Shapiro et al., 2005; Campillo et al., 2011]. Наряду со стандартными активными сейсмическими методами, такой подход показывает достаточно высокую пространственную информативность. Томография поверхностными волнами позволила исследовать, например, низкоскоростные и высокоскоростные аномалии в одной из разломных зон Калифорнии [Shapiro et al., 2005; Campillo et al., 2011], структуру земной коры в районе центральной Мексики [Campillo et al., 2003] и на Кавказе [Королева, 2020]. Этот метод наиболее эффективен при проведении мониторинга плотными широкополосными сейсмическими сетями в масштабе континента [Yang et al., 2008; Stehly et al., 2009; Moschetti et al., 2010]. При

таких апертурах, на основе методов кросс-корреляции можно восстанавливать информацию о структуре земной коры и верхней мантии с высоким разрешением, включая сейсмическую анизотропию [Moschetti et al., 2010]. Полученные данные можно совмещать с результатами классической активной томографии, что позволяет восстанавливать скоростной разрез до больших глубин вплоть до 500 км [Yang et al., 2008].

Использование кросс-корреляционного анализа микросейсмического поля позволяет оценить вариации скорости распространения сейсмических волн dv/v , которые рассматриваются как индикатор изменения напряженного состояния в среде. Такие методики используются, например, при определении физических механизмов деформирования разломной зоны [Brenguier et al., 2008a; Ikeda, Tsuji, 2018], в ходе исследования состояния геотермальных систем [Obermann et al., 2015; Sanchez-Pastor et al., 2019], при контроле изменений параметров окружающей среды [Meier et al., 2010; Lecocq et al., 2017; Clements, Denolle, 2018; Mao et al., 2019], а в некоторых случаях, при анализе микросейсмического шума перед землетрясениями [Niu et al., 2008]. Интерферометрия по кода волнам находит применение также и при выделении косейсмических и постсейсмических изменений скорости распространения волн [Brenguier et al., 2008a; Ikeda, Tsuji, 2018; Brenguier et al., 2019], мониторинге вулканической активности [Brenguier et al., 2008b, 2014; Obermann et al., 2016; Gomez-Garcia et al., 2018; Sanchez-Pastor et al., 2018], наблюдениях за приповерхностными изменениями массива [Nakata et al., 2019], а также при оценке напряженного состояния массива при ведении горных работ [Olivier et al., 2015ab].

С помощью методов кросс-корреляции микросейсмического шума отмечено изменение вариаций скорости dv/v при землетрясениях 2004 г. Mid-Niigata с M 6.8 [Wegler, Sens-Schonfelder, 2007; Wegler et al., 2009] и Noto Hanto M 6.9 2007 г. [Ohmi et al., 2008]. Также отмечено косейсмическое снижение скорости [Brenguier et al., 2008a] для землетрясения San Simon 2003 г. с M 6.5 и изменение анизотропии [Durand et al., 2011] для землетрясения в Parkfield 2004 г. с M 6.0. Изменение скорости распространения волн на 0.08–0.84% с помощью анализа сейсмических шумов обнаружено также при землетрясении L'Aquila с M 6.1, 2009 г. в Италии [Zacarelli et al., 2011], Wenchuan с M 7.9, 2008 г. в Китае [Chen et al., 2010] и землетрясениях в Японии, включая Tohoku с M_w 9.0, 2011 г. [Hobiger et al., 2016] и др. Комплексные наблюдения изменения скорости распространения волн совместно с данными наблюдений GPS и InSAR, позволяющие выделить медленные движения по разломам, помогают проследить механизмы отмеченных вариаций. Например, резкое уменьшение флуктуаций скорости

после землетрясения Parkfield 2004 г. с $M 6.0$ связывают с постсейсмической релаксацией напряжений в более глубоких участках разломной зоны и окружающих областях [Brenguier et al., 2008a].

Подавляющее большинство исследований микросейсмического шума с помощью кросс-корреляционных методов проводится с использованием поверхностных волн, поскольку используемые измерительные сети расположены, как правило, на поверхности, а в сейсмическом шуме преобладают поверхностные волны, возникающие в результате взаимодействия океана с твердой землей [Webb, 2002]. Использование кросс-корреляционных методов для выделения объемных волн оказалось не столь эффективным [Nakata et al., 2019], однако в некоторых случаях такая задача решается, и объемные волны могут быть обнаружены в составе сейсмического шума [Roux et al., 2005; Landes et al., 2010; Wang et al., 2010]. Например, для подземной шахты Гарпенберг (Швеция) в момент взрыва было отмечено понижение скорости распространения dv/v на 0.025%, а после периода релаксации скорость превысила значения, зафиксированные до взрыва, на 0.025% [Olivier et al., 2015b]. Для железорудной шахты им. Губкина (Белгородская область, Россия) отмечены значительные вариации параметра dv/v на $\pm(2-2.5)\%$, начиная с момента основных подрывов, и далее в течение часа [Besedina, 2020].

Микросейсмические колебания, которые отражают процессы, происходящие на поверхности и в приповерхностных слоях земной коры, можно использовать для мониторинга приповерхностных изменений, происходящих в различных геофизических полях. Например, для вулкана Мерапи (Индонезия) показано, что вариации скорости были вызваны изменением уровня подземных вод [Sens-Schönfelder, Wegler, 2006]. Во многих работах отмечены сезонные вариации изменений скорости [Hobiger et al., 2012, 2016; Hillers et al., 2015]. Для осадочного бассейна Лос-Анджелес (Калифорния) предполагается, что наблюдаемая сезонность может быть вызвана либо изменениями в подземном водоносном горизонте, либо вариациями термоупругих деформаций, которые сохраняются до глубины 15–22 км [Meier et al., 2010]. Термоупругие напряжения также рассматриваются как наиболее вероятный механизм годовых и суточных вариаций изменения скорости при наблюдениях, проводимых в пустыне Атакама (Чили) [Richter et al., 2014]. В осадочном бассейне Северной Германии годовые вариации скорости хорошо согласуются с изменением уровня подземных вод, а также с резким изменением дневной максимальной температуры ниже 0° [Gassenmeier et al., 2015]. Изменение уровня подземных вод при проведении наблюдений в долине Сан-Габриэль (Калифорния) рассматривается

в качестве основного фактора, влияющего на вариации скорости распространения волн [Clements, Denolle, 2018].

Исходя из предположений о том, что свойства микросейсмического шума связаны с напряженным состоянием массива, предпринимаются попытки использовать результаты измерений шумов в качестве характеристики процессов, происходящих в очаговой области [Соболев, Любушин, 2007; Соболев, 2008; Кочарян, Остапчук, 2011; Kocharyan et al., 2018; Беседина, 2019; Беседина и др., 2020 и др.] предвестников землетрясений [Соболев, 2004; Соболев, Любушин, 2007; Король и др., 2021 и др.] и даже составления прогнозов [Любушин, 2011, 2016; Салтыков, 2014; Lyubushin, 2009, 2021, 2022 и др.; Sovic et al., 2013].

Согласно лабораторным экспериментам [Кочарян, Остапчук, 2011], смещение спектра специфических низкочастотных микросейсм в длиннопериодную область может оказаться одним из возможных проявлений снижения жесткости разломной зоны перед динамическим срывом. Спектральный анализ возбуждаемых в лабораторной системе “блок–разлом” микроколебаний позволил продемонстрировать, что спектральный центроид собственных колебаний системы существенно снижается при переходе в метастабильное состояние [Kocharyan et al., 2018]. Описанная гипотеза нашла подтверждение при обработке натурных данных. Для двух зон с ярко выраженной сейсмической активностью (Чилийская зона субдукции и Камчатка) было показано, что для сильных событий с магнитудой $M_w \geq 8$ в период за 2–50 ч до землетрясения наблюдается понижение рассчитанного значения спектрального центроида на 0.12–0.26 Гц [Беседина, 2019; Беседина и др., 2020]. Для событий масштаба $7 \leq M_w < 8$ отмечалось снижение спектрального центроида на 0.12–0.18 Гц в течение 2–4 ч перед событием. Причем оценка связи выделенного признака с последующим землетрясением существенно отличается от случайного угадывания: эффективность по методу [Molchan, 1991, 2003, 2010] весьма высока и составляет $J_m = 0.61$.

Некоторые исследователи полагают, что по мере приближения момента землетрясения изменяется структура микросейсмического шума [Любушин, 2011, 2016; Салтыков и др., 2008; Салтыков, 2014]. Синхронизация длиннопериодных колебаний была ретроспективно выявлена по записям микросейсмических колебаний на станциях, расположенных за 1–2 тыс. км от очага для Кроноцкого (1997) и Суматранского (2004) землетрясения [Соболев и др., 2005; Соболев, Любушин, 2006, 2007]. Исследование спектральных характеристик микросейсмического шума после землетрясений с $M \geq 7$ в диапазоне частот 0.0017–0.0033 Гц проводилось в работе [Соболев, 2014]. Для землетрясений

с $M \geq 7$ было отмечено повышение меры когерентности на эпицентральных расстояниях около нескольких тысяч километров, а для землетрясений с $M \geq 8$ отмечена согласованность колебаний глобального масштаба, что, по мнению авторов [Соболев, 2014], указывает на обусловленность когерентности собственными колебаниями Земли.

На Камчатке, на основании экспериментально обнаруженного эффекта стабилизации фазы приливной компоненты высокочастотного сейсмического шума (ВСШ) при подготовке сильного землетрясения [Салтыков, Кугаенко, 2007; Зайцев и др., 2011] предложена методика прогноза сильных землетрясений. В работе [Салтыков, 2017] продемонстрировано, что перед сильным региональным землетрясением упорядочивается отклик ВСШ на приливные воздействия, т.е. сдвиг фазы, который наблюдался между выбранной волной приливного гравитационного потенциала (в настоящее время используется волна O_1 с периодом 25.82 ч) и выделенной из рядов огибающей ВСШ, становится устойчивым. Описанная методика в течение многих лет применяется на Камчатке.

Несмотря на отсутствие общепризнанного теоретического обоснования, ряд компаний давно начали весьма успешно применять методы прямого обнаружения и локализации залежей углеводородов по амплитудно-частотным аномалиям сейсмического шума [Авербух и др., 1978; Графов и др., 1996; Арутюнов и др., 1997; Lambert et al., 2009; Бережной и др., 2008; Кузнецов и др., 2016]. Возможно, первым подобный эффект обнаружил Б.Б. Голицын. Интерпретируя результаты наблюдений в Баку в 1915 г., он отметил “особый вид” микросейсмических колебаний в районе периодов около 2 с и предположил, что “... вероятно, существует тесная связь между этим особым видом колебаний и наличием слоев нефти под землей ...”. Предположение о том, что среда, насыщенная углеводородами, генерирует микросейсмические колебания в определенном частотном диапазоне, используется и в современных работах. Считается, что в зависимости от района расположения нефтегазовые залежи вносят возмущения в амплитудно-частотные свойства микросейсмических волновых процессов в разных диапазонах от 1–12 Гц [Графов и др., 1996; Akbar et al., 2013; Хогоев и др., 2019] до 2–150 Гц [Хогоева, Хогоев, 2021].

Интересные результаты на Астраханском газоконденсатном месторождении продемонстрировал рассмотренный выше метод микросейсмического зондирования [Горбатики и др., 2010]. Полученные авторами [Горбатики и др., 2010] вариации микросейсм в диапазоне частот от 0.03 Гц до 1 Гц позволили смоделировать трехмерное распределение относительных скоростей

S-волн до глубин в несколько десятков километров и получить новые данные о строении месторождения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследования микросейсмического шума сегодня находят применение во многих областях наук о Земле, и для определения связи колебаний со структурой и процессами, происходящими в среде, необходимо использовать все имеющиеся в арсенале современной науки инструменты.

Список литературы, посвященной вопросу изучения микросейсмических колебаний, охватывает сотни работ и вряд ли в одной статье возможно их рассмотреть. В последние десятилетия развитие теоретических представлений, усовершенствование приборной базы и методических подходов к анализу данных позволили существенно продвинуться в изучении основных факторов, влияющих на формирование микросейсмических колебаний в различных частотных диапазонах.

Проведенный анализ показал разнообразие сложившихся подходов к использованию микросейсм в геофизических исследованиях. В данном обзоре внимание было уделено методам, позволяющим проанализировать вариации параметров шума во времени и пространстве. Одним из центральных представляется вывод о важности формирования вероятностной модели микросейсмического шума в широком диапазоне периодов за длительный интервал наблюдений. Использование долговременных измерений микросейсмических колебаний делает возможным обнаружение достаточно слабых изменений напряженно-деформированного состояния массива горных пород и восстановление модели геологических неоднородностей, что является весьма перспективным как для контроля состояния массива, так и, возможно, для выявления сейсмологических предвестников землетрясений. Следовательно, в список перспективных инструментов геофизического мониторинга сейсмической сети можно включить построение модели локальных скоростных аномалий/неоднородностей участков земной коры; а также сопоставление полученных результатов с расположением очагов значимых землетрясений. Основанием для этого будет исследование частотного состава микросейсмического шума в области проведения измерений на основе кросс-корреляционных методов, и оценка скорости распространения волн. Исследование распределения источников шума, локализация наиболее активных областей формирования микросейсм, дальнейший анализ амплитудно-частотных и поляризационных параметров микросейсмического поля, позволит, с одной стороны, выделить наиболее вероятные механизмы генерации микросейсм, а с другой,

позволит получить количественные индикаторы процессов, происходящих во вмещающем массиве среды.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность кандидату физ.-мат. наук С.Б. Кишкиной и профессору, доктору физ.-мат. наук Г.Г. Кочаряну за ценные советы и замечания при подготовке статьи. Авторы также глубоко признательны рецензентам, чьи замечания позволили существенно улучшить изложение материала.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено при поддержке гранта Российского научного фонда (РНФ № 22-27-20066, <https://rscf.ru/project/22-27-20066>) и с использованием данных, полученных на УНУ “Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авсюк Ю.Н.* Приливные силы и природные процессы. М.: ОИФЗ РАН, 1996. 188 с.
- Авербух А.Г., Гогоненков Г.Н., Гриншпун А.В. и др.* Аномалии кинематических и динамических характеристик волн, отраженных от нефтегазоносных залежей // Прикладная геофизика. № 95. М.: Недра, 1978. С. 62–75.
- Адушкин В.В., Спивак А.А., Харламов В.А.* Влияние лунно-солнечного прилива на вариации геофизических полей на границе земная кора атмосфера // Физика Земли. 2012. № 2. С. 14–26.
- Алешин А.С.* Фундаментальные аспекты сейсмического микрорайонирования // Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений. 2017. № 4. С. 8–17.
- Ананко М.Ю., Смирнов В.Б.* Генерация высокочастотного сейсмического шума поверхностным ветровым воздействием // Вулканология и сейсмология. 1994. № 4/5. С. 205–214.
- Арсеньев С.А., Рыкунов Л.Н., Шелковников Н.К.* Нелинейная генерация второй гармоники длинной волны на шельфе // Докл. АН СССР. 1990. Т. 314. № 4. С. 821–824.
- Арсеньев С.А., Шелковников Н.К.* Происхождение микросейсм и их влияние на земную кору // Вестник МГУ. Серия 3. Физика. Астрономия. 2006. № 2. С. 62–65.
- Арутюнов С.Л., Кузнецов О.Л., Карнаухов С.М. и др.* АНЧАР – новые принципы разведочной геофизики // Международная геофизическая конференция и выставка ЕАГО // Сборник тезисов SEG, EAGE. М., 1997.
- Бережной Д.В., Биряльцев Е.В., Биряльцева Т.Е. и др.* Анализ спектральных характеристик микросейсм как метод изучения структуры геологической среды. Казань: Изд-во КГУ, 2008. С. 360–386.
- Беседина А.Н.* Анализ параметров низкочастотного микросейсмического фона на Камчатке. Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. [Электронный ресурс] // Труды Седьмой научно-технической конференции 29 сентября–7 октября 2019 г. Петропавловск-Камчатский, 2019.
- Беседина А.Н., Батухтин И.В., Остапчук А.А.* Анализ параметров микросейсмических колебаний центральной части Восточно-Европейской платформы / Динамические процессы в геосферах. Вып. 9 // Сборник научных трудов ИДГ РАН. М.: ГЕОС, 2017. С. 43–50.
- Беседина А.Н., Кишкина С.Б., Кочарян Г.Г. и др.* Анализ микросейсмического фона до и после сильных землетрясений на примере Чилийской зоны субдукции // Физика Земли. 2020. № 2. С. 10–20.
- Бончковский В.Ф.* Микросейсм и их причины // Тр. Сейсмологического ин-та АН СССР. 1946. № 120. С. 15–21.
- Винник Л.П.* Структура 4–6-секундных микросейсм // Докл. АН СССР. 1965. Т. 162. № 5. С. 1041–1044.
- Винник Л.П., Денисков А.С., Коньков Т.Д.* Структура микросейсм в области частот около 1 Гц. Результаты наблюдений // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1967. № 8. С. 21–28.
- Гайский В.Н.* Статистические исследования сейсмического режима. М.: Наука, 1970. 124 с.
- Гальперин Е.М., Винник Л.П., Петерсен Н.В.* О модуляции высокочастотного сейсмического шума приливными деформациями литосферы // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1987. № 12. С. 102–109.
- Гальперин Е.И., Ситников А.В., Кветинский С.И. и др.* Опыт и результаты экспериментального изучения высокочастотных сейсмических шумов // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1989. № 10. С. 99–109.
- Кн. Голицынъ Б.Б.* О микросейсмических колебаниях // Известия Императорской Академии Наукъ. 1909. Серия VI. Т. 3. Выпуск 1. С. 59–68. Доложено въ засѣданіи Физико-Математическаго Отдѣленія 10 декабря 1908 г. (Голицынъ Б.Б. О микросейсмических колебаниях // Известия Императорской Академии Наук. 1909. Серия VI. Т. 3. Выпуск 1. С. 59–68)
- Голицын Б.Б.* Избранные труды // Т. 2. Сейсмология. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 490 с.
- Горбатилов А.В., Барабанов В.Л.* Опыт использования микросейсм для оценки состояния верхней части земной коры // Физика Земли. 1993. № 7. С. 85–90.
- Горбатилов А.В., Степанова М.Ю.* Результаты исследований статистических характеристик и свойств стационарности низкочастотных микросейсмических сигналов // Физика Земли. 2008. № 1. С. 57–67.
- Горбатилов А.В., Цуканов А.А.* Моделирование волн Рэлея вблизи рассеивающих скоростных неоднородностей. Исследование возможностей метода микросейсмического зондирования // Физика Земли. 2011. № 4. С. 96–112.
- Горбатилов А.В., Степанова М.Ю., Кораблев Г.Е.* Закономерности формирования микросейсмического поля под влиянием локальных геологических неоднородно-

- стей и зондирование среды с помощью микросейсм // Физика Земли. 2008. № 7. С. 66–84.
- Горбатов А.В., Степанова М.Ю., Цуканов А.А.* Новая технология микросейсмического зондирования для изучения глубинного строения месторождений нефти и газа // Нефтяное хозяйство. 2010. № 6. С. 15–17.
- Графов Б.М., Арутюнов С.Л., Казаринов В.Е. и др.* Анализ геоакустического излучения низкочастотной залежи при использовании технологии АНЧАР // Геофизика. 1996. № 5. С. 24–28.
- Дубянский В.И., Рослов Ю.В., Силкин К.Ю.* Предварительные результаты изучения информативного содержания микросейсмических шумов сейсмограмм МОВ ОГТ, полученных в условиях мелководного шельфа (Обская губа) // Вестник МГУ. Серия: Геология. 2009. № 1. С. 127–133.
- Зайцев В.Ю., Салтыков В.Л., Матвеев Л.А.* Модуляция высокочастотных сейсмических шумов приливными деформациями: особенности эффекта перед сильными землетрясениями и предлагаемый физический механизм // Физика Земли. 2011. № 11. С. 3–17.
- Запольский К.К.* Измерения уровня и спектрального состава короткопериодных микросейсм // Вопросы инженерной сейсмологии. 1960. № 3. С. 153–164.
- Захаров В.Е.* Устойчивость периодических волн конечной амплитуды на поверхность глубокой жидкости // Прикладная механика и техн. физика. 1968. № 2. С. 86.
- Капустян Н.К.* Антропогенные микросейсмические – новый инструмент геодинамического мониторинга // Геодинамика и техногенез. Ярославль, 2000. С. 64–67.
- Капустян Н.К., Юдахин Ф.Н.* Сейсмические исследования техногенных воздействий на земную кору и их последствий. Екатеринбург, 2007. 416 с.
- Карриве Б.С.* Исследование высокочастотных сейсмических шумов Ашхабадского сейсмоактивного района // Дисс. ... канд. физ.-мат. наук. М.: ИФЗ АН СССР, 1984. 216 с.
- Кедров О.К.* Сейсмические методы контроля ядерных испытаний. М.: ИФЗ РАН, Саранск, 2005. 418 с.
- Кишкина С.Б.* Особенности микросейсмического фона в разных районах России // Сборник научных трудов ИДГ РАН “Геофизические процессы в нижних и верхних оболочках Земли”. 2003. Книга 1. С. 142–152.
- Кишкина С.Б., Спивак А.А.* Проявление резонансных свойств земной коры в микросейсмических колебаниях // ДАН. 2003. № 4. С. 543–545.
- Король С.А., Саньков А.В., Добрынина А.А.* Связь микросейсмических шумов с землетрясениями. Разломообразование в литосфере и сопутствующие процессы: тектонофизический анализ // Тезисы докладов Всероссийского совещания, посвященного памяти профессора С.И. Шермана. Иркутск, 2021. С. 193–194.
- Колосова Е.А., Лукк А.А., Серова О.А., Сидорин А.Я.* Природные и техногенные источники триггерной активности сейсмичности и сейсмического шума // Наука и технологические разработки. 2015. Т. 94. № 4. С. 30–43.
- Королева Т.Ю.* Карты распределения скоростей волн Релея на территории Кавказа по данным кавказской сети CNET // Российский сейсмологический журнал. 2020. Т. 2. № 3. С. 70–77.
<https://doi.org/10.35540/2686-7907.2020.3.06>
- Королева Т.Ю., Яновская Т.Б., Патрушева С.С.* Использование сейсмического шума для определения структуры верхней толщи Земли // Физика Земли. 2009. № 5. С. 3–14.
- Кочарян Г.Г.* Геомеханика разломов. М.: ГЕОС, 2016. 424 с.
- Кочарян Г.Г., Родионов В.Н.* О природе тектонических сил // Докл. АН СССР. 1988. Т. 302. № 2. С. 304–305.
- Кочарян Г.Г., Федоров А.Е.* Об особенностях механики сейсмического процесса в блочной геофизической среде // Докл. АН СССР. 1990. Т. 315. № 6. С. 1345–1349.
- Кочарян Г.Г., Кабыченко Н.В.* Проявление блоковых движений в длиннопериодном сейсмическом фоне // Сборник научных трудов ИДГ РАН “Геофизические процессы в нижних и верхних оболочках Земли”. 2003. Книга 1. С. 98–107.
- Кочарян Г.Г., Спивак А.А.* Динамика деформирования блочных массивов горных пород. М.: ИКЦ “Академкнига”, 2003. 423 с.
- Кочарян Г.Г., Остапчук А.А.* Изменение жесткости разломной зоны в ходе сейсмического цикла // Докл. Академии Наук. 2011. Т. 441. № 3. С. 384–387.
- Кочарян Г.Г., Локтев Д.Н., Ряховский И.А., Санина И.А.* Уникальная научная установка “среднеширотный комплекс геофизических наблюдений “Михнево” // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13. № 2. С. 1–6.
<https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-2-0590>
- Кугаенко Ю.А., Салтыков В.А., Синецын В.И., Шишкин А.А.* Первые результаты исследования сейсмических шумов на о. Шикотан по данным долговременных наблюдений // Тихоокеанская геология. 2008. Т. 27. № 3. С. 33–43.
- Кузнецов О.Л., Чиркин И.А., Радван А.А., Ризанов Е.Г., Колигаев С.О.* Сейсмические исследования на разрабатываемых месторождениях нефти и газа (промысловая сейсмометрия) // Научно-технический вестник “КАРОТАЖНИК”. 2016. Т. 12(270). С. 39–66.
- Лисейкин А.В., Селезнев В.С.* Важнейшие результаты научной деятельности Сейсмологического филиала ФИЦ ЕГС РАН в 2016–2020 гг. (сейсмические исследования) // Российский сейсмологический журнал. 2021. Т. 3. № 1. С. 54–74.
<https://doi.org/10.35540/2686-7907.2021.1.04>
- Любушин А.А.* Сейсмическая катастрофа в Японии 11 марта 2011 года. Долгосрочный прогноз по низкочастотным микросейсмам // Геофизические процессы и биосфера. 2011. Т. 10. № 1. С. 9–35.
- Любушин А.А.* Связь полей низкочастотных сейсмических шумов Японии и Калифорнии // Физика Земли. 2016. № 6. С. 28–38.
- Любушин А.А., Малугин В.А., Казанцева О.С.* Мониторинг приливных вариаций уровня подземных вод в

- группе водоносных горизонтов // *Физика Земли*. 1997. № 4. С. 52–64.
- Мещерякова В.А., Герасимова А.А.* Исследование спектральных характеристик шума и оценка его влияния на возможность регистрации сейсмических событий Карельской сейсмологической сетью // *Вестник ВГУ. Геология*. 2019. № 2. С. 100–106.
- Михайлова Н.Н., Комаров И.И.* Спектральные характеристики сейсмического шума по данным Казахстанских станций мониторинга // *Вестник НЯЦ РК*. 2006. Т. 2. С. 19–26.
- Монахов Ф.И.* Низкочастотный сейсмический шум Земли. М.: Наука, 1977. 95 с.
- Монахов Ф.И., Пасечник И.П., Шебалин Н.В.* Сейсмические и микросейсмические наблюдения на Советских станциях в период МГГ. М.: АН СССР, 1959. 37 с.
- Родионов В.Н., Кондратьев С.В.* Движение масс вблизи земной поверхности в приливной волне // *Очерк геомеханики*. М: Научный мир, 1996. 64 с.
- Рыкунов Л.Н.* Микросейсмы. Экспериментальные характеристики естественных микровибраций грунта в диапазоне периодов 0.07–8 с. М.: Наука, 1967. 86 с.
- Рыкунов Л.Н., Хаврошкин О.Б., Цылаков В.В.* Лунно-солнечная приливная периодичность в линиях спектров временных вариаций высокочастотных микросейсм // *Докл. АН СССР*. 1980. Т. 252. № 3. С. 577–580.
- Саваренский Е.Ф.* Сейсмические волны. М.: Недра, 1972. 293 с.
- Саваренский Е.Ф., Кирнос Д.П.* Элементы сейсмологии и сейсмометрии. М.: Гостехтеоретиздат, 1949. 343 с.
- Салтыков В.А.* Механизм приливных эффектов в сейсмичности на основе модели амплитудно-зависимой диссипации // *Физическая мезомеханика*. 2014. Т. 17. № 5. С. 103–110.
- Салтыков В.А.* Приливные эффекты в высокочастотных микросейсмических шумах в сейсмоактивном регионе / *Дисс. ... доктора физ.-мат. наук*. М., 2017. 303 с.
- Салтыков В.А., Кузаенко Ю.Л.* Особенности пространственной связи приливной компоненты сейсмических шумов с областями подготовки сильных землетрясений (по материалам долговременных режимных наблюдений на Камчатке) // *Физика Земли*. 2007. № 9. С. 48–60.
- Салтыков В.А., Кузаенко Ю.А., Сеницын В.И., Чебров В.Н.* Предвестники сильных землетрясений на Камчатке по данным мониторинга сейсмических шумов // *Вулканология и сейсмология*. 2008. № 2. С. 110–124.
- Сероглазов Р.Р.* О возбуждении эндогенных короткопериодных микросейсм // *Доклады Академии наук Белорусской ССР*. 1988. Т. 32. № 7. С. 654.
- Сероглазов Р.Р.* Эндогенные свойства короткопериодных микросейсм // *Вулканология и сейсмология*. 1991. № 4. С. 32–43.
- Сероглазов Р.Р., Аронов А.Г., Колковский В.М., Аронова Т.И.* Структура, пространственно-временные и частотные характеристики сейсмического шума на территории Беларуси // *Литасфера*. 2009. Т. 2. № 19. С. 85–94.
- Сидорин А.Я.* Влияние Солнца на сейсмичность и сейсмический шум // *Сейсмические приборы*. 2004. Т. 40. С. 71–80.
- Соболев Г.А.* Вариации микросейсм перед сильным землетрясением // *Физика Земли*. 2004. № 6. С. 3–13.
- Соболев Г.А.* Серии асимметричных импульсов в минутном диапазоне микросейсм как индикаторы метастабильного состояния сейсмоактивных зон // *Физика Земли*. 2008. № 4. С. 3–16.
- Соболев Г.А.* Сейсмический шум. М.: ООО “Наука и образование”, 2014. 272 с.
- Соболев Г.А., Любушин А.А.* Микросейсмические импульсы как предвестники землетрясений // *Физика Земли*. 2006. № 9. С. 5–17.
- Соболев Г.А., Любушин А.А.* Микросейсмические аномалии перед землетрясением 26 декабря 2004 г. на Суматре // *Физика Земли*. 2007. № 5. С. 3–16.
- Соболев Г.А., Любушин А.А., Закржевская Н.А.* Синхронизация микросейсмических колебаний в минутном диапазоне периодов // *Физика Земли*. 2005. № 8. С. 3–27.
- Спивак А.А.* Релаксационный контроль и диагностика массивов горных пород // *Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых*. 1994. № 5. С. 8–26.
- Спивак А.А., Кишкина С.Б.* Исследование микросейсмического фона с целью определения активных тектонических структур и геодинамических характеристик среды // *Физика Земли*. 2004. № 7. С. 35–49.
- Табулевич В.Н.* Комплексные исследования микросейсмических колебаний. Новосибирск: Наука, 1986. 151 с.
- Тубанов Ц.А., Предеин П.А., Цыдыпова Л.Р., Санжиева Д.П.-Д., Радзиминович Н.А., Базаров А.Д.* Результаты и перспективы сейсмологических наблюдений в центральной части Байкальского рифта // *Российский сейсмологический журнал*. 2021. Т. 3. № 4. С. 38–57.
- Тюпкин Ю.С.* Модулирование слабой сейсмичности приливными деформациями перед сильными землетрясениями // *Вулканология и сейсмологи*. 2002. № 3. С. 3–10.
- Шулейкин В.В.* Физика моря. М., 1941. 835 с.
- Шулейкин В.В.* Очерки по физике моря. М., 1949. 335 с.
- Хогоев Е.А., Хогоева Е.Е., Шемякин М.Л.* О микросейсмическом отклике среды и возможности его использования при разведке месторождений углеводородов // *Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири*. 2019. Т. 3. № 39. С. 80–84.
- Хогоева Е.Е., Хогоев Е.А.* Возможность интеграции микросейсмического анализа с другими геофизическими методами на примере газоконденсатного месторождения // *Interexpo GEO-Siberia*. 2021. <https://doi.org/10.33764/2618-981X-2021-2-3-55-60>
- Цуканов А.А., Горбатиков А.В.* Исследование влияния вклада объемных волн на результат применения метода микросейсмического зондирования // *Акустический журнал*. 2020. Т. 66. № 2. С. 198–205.

- Яковлев А.П., Алешин В.А.* Исследование монохроматических компонент в высокочастотном сейсмическом шуме // *Физика Земли*. 1994. № 3. С. 3–19.
- Яновская Т.Б.* К теории метода микросейсмического зондирования // *Физика Земли*. 2017. № 6. С. 18–23.
- Яновская Т.Б., Королева Т.Ю.* О влиянии землетрясений на кросс-корреляционную функцию сейсмического шума // *Физика Земли*. 2011. № 9. С. 3–12.
- Accardo N.J., Gaherty J.B., Shillington D.J., Ebinger C.J., Nyblade A.A., Mbogoni G.J., Chindandali P.R.N., Ferdinand R.W., Mulibo G.D., Keir D., Scholz C., Selway K., O'Donnell J.P., Tepp G., Gallacher R., Mielela K., Salima J., Mruta A., Kamihanda G.* Surface wave imaging of the weakly extended Malawi Rift from ambient-noise and teleseismic Rayleigh waves from onshore and lake-bottom seismometers // *Geophysical Journal International*. 2017. V. 209. № 3. P. 1892–1905.
<https://doi.org/10.1093/gji/ggx133>
- Akbar M.F., Afnimar, Nugraha A.D., Ramadhan D., Mulyanagara G.* Application and Noise Analysis of Passive Seismic Method for Hydrocarbon Reservoir // *Proceedings HAGI-IAGI Joint Convention Medan*. 2013.
- Anthony R.E., Ringler A.T., Wilson D.C.* The widespread influence of Great Lakes microseisms across the Midwestern United States revealed by the 2014 polar vortex // *Geophys. Res. Lett.* 2018. V. 45. P. 3436–3444.
<https://doi.org/10.1002/2017GL076690>
- Arduin F.* Large-scale forces under surface gravity waves at away bottom: A mechanism for the generation of primary microseisms // *Geophys. Res. Lett.* 2018. V. 45.
<https://doi.org/10.1029/2018GL078855>
- Arduin F., Stutzmann E., Schimmel M., Mangeney A.* Ocean wave sources of seismic noise // *J. Geophys. Res.* 2011. V. 116. P. C09004.
<https://doi.org/10.1029/2011JC006952>
- Arduin F., Balanche A., Stutzmann E., Obrebski M.* From seismic noise to ocean wave parameters: General methods and validation // *J. Geophys. Res.* 2012. V. 117. P. C05002.
<https://doi.org/10.1029/2011JC007449>
- Bard P.* Microtremor measurements: A Tool for the Effect Estimation? // *The Effects of Surface Geology on Seismic motion—recent progress and new horizon on ESG study* / Eds K. Irikura, K. Kudo, H. Okada, T. Sasatani. Rotterdam: Balkema, 1999. № 3. P. 1251–1279.
- Benjamin T.B., Feir J.E.* The Disintegration of Wave trains on Deep Water. Part 1: Theory // *J. Fluid Mech.* 1967. V. 27. P. 417–430.
<https://doi.org/10.1017/S002211206700045X>
- Bensen G.D., Ritzwoller M.H., Barmin M.P., Levshin A.L., Lin F., Moschetti M.P., Shapiro N.M., Yang Y.* Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements // *Geophys. J. Int.* 2007. V. 169. P. 1239–1260.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-270246X.2007.03374.x>
- Besedina A.N.* Study of microseismic ambient noise in mine of Korobkovskoe ore deposit // *AIP Conference Proceedings*. 2020. V. 2310. P. 020029.
<https://doi.org/10.1063/5.0034312>
- Bonnefoy-Claudet S., Cotton F., Bard P.-Y.* The nature of noise wavefield and its applications for site effects studies: A literature review // *Earth-Science Reviews*. 2006a. V. 79. P. 205–227.
- Bonnefoy-Claudet S., Cornou C., Bard P.-Y., Cotton F., Moczo P., Kristek J., Feah D.* H/V ratio: A tool for site effects evaluation. Results from 1-D noise simulations // *Geophysical Journal International*. 2006b. V. 167. № 2. P. 827–837.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03154.x>
- Brenguier F., Campillo M., Hadziioannou C., Shapiro N.M., Nadeau R.M., Larose E.* Postseismic relaxation along the San Andreas fault at Parkfield from continuous seismological observations // *Science*. 2008a. V. 321. P. 1478–1481.
- Brenguier F., Shapiro N. M., Campillo M., Ferrazzini V., Dupute Z., Coutant O., Nercessian A.* Towards forecasting volcanic eruptions using seismic noise // *Nature Geoscience*. 2008b. V. 1. P. 126–130.
- Brenguier F., Campillo M., Takeda T., Aoki Y., Shapiro N. M., Briand X., Emoto K., Miyake H.* Mapping pressurized volcanic fluids from induced crustal seismic velocity drops // *Science*. 2014. V. 345. № 6192. P. 80–82.
<https://doi.org/10.1126/science.1254073>
- Brenguier F., Boué P., Ben-Zion Y., Vernon F., Johnson C.W., Mordret A. et al.* Train traffic as a powerful noise source for monitoring active faults with seismic interferometry // *Geophys. Res. Lett.* 2019. V. 46. P. 9529–9536.
<https://doi.org/10.1029/2019GL083438>
- Campillo M., Paul A.* Long-range correlations in the diffuse seismic coda // *Science*. 2003. V. 299. P. 547–549.
- Campillo M., Roux P., Shapiro N.M.* Correlation of seismic ambient noise to image and to monitor the solid Earth. *Encyclopedia of Solid Earth Geophysics* / Ed. Harsh K. Gupta. Dordrecht: Springer Science + Business Media B.V., 2011.
<https://doi.org/10.1007/978-90-481-8702-7>
- Carchedi C.J.W., Gaherty J.B., Webb S.C., Shillington D.J.* Investigating Short-Period Lake-Generated Microseisms Using a Broadband Array of Onshore and Lake-Bottom Seismometers // *Seismol. Res. Lett.* 2022. V. 93. P. 1585–1600.
<https://doi.org/10.1785/0220210155>
- Carter J.A., Barstow N., Pomeroy P.W., Chael E.P., Leahy P.J.* High-frequency seismic noise as a function of depth // *Bull. of the Seismological Society of America*. 1991. V. 81. № 4. P. 1101–1114.
- Chen J.H., Froment B., Liu Q.Y., Campillo M.* Distribution of seismic wave speed changes associated with the 12 May 2008 M_w 7.9 Wenchuan earthquake // *Geophys. Res. Lett.* 2010. V. 37. P. L18302.
<https://doi.org/10.1029/2010GL044582>
- Clements T., Denolle M.A.* Tracking groundwater levels using the ambient seismic field // *Geophys. Res. Lett.* 2018. V. 45. P. 6459–6465.
<https://doi.org/10.1029/2018GL077706>
- Davy C., Stutzmann E., Barruol G., Fontaine F.R., Schimmel M.* Sources of secondary microseisms in the Indian Ocean // *Geophys. J. Int.* 2015. V. 202. P. 1180–1189.

- Durand S., Montagner J.P., Roux P., Brenguier F., Nadeau R.M., Ricard Y.* Passive monitoring of anisotropy change associated with the Parkfield 2004 earthquake // *Geophys. Res. Lett.* 2011. V. 38. P. L13303.
<https://doi.org/10.1029/2011GL047875>
- Fernandez L.M., Brandt M.B.C.* The reference spectral noise ratio method to evaluate the seismic response of a site // *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*. 2000. V. 20. № 5–8. P. 381–388.
[https://doi.org/10.1016/s0267-7261\(00\)00086-5](https://doi.org/10.1016/s0267-7261(00)00086-5)
- Flinn E.A.* Signal analysis using rectilinearity and direction of particle motion // *Proc. IEEE*. 1965. V. 53. № 12. P. 1874–1876.
- Fukao Y., Nishida K., Kobayashi N.* Seafloor topography, ocean infragravitywaves, and background Love and Rayleigh waves // *J. Geophys. Res.* 2010. V. 115. P. B04302.
<https://doi.org/10.1029/2009JB006678>
- Gassenmeier M., Sens-Schönfelder C., Delatre M., Korn M.* Monitoring of environmental influences on seismic velocity at the geological storage site for CO₂ in Ketzin (Germany) with ambient seismic noise // *Geophys. J. Int.* 2015. V. 200. № 1. P. 524–533.
<https://doi.org/10.1093/gji/ggu413>
- Gualtieri L., Stutzmann E., Capdeville Y., Arduin F., Schimmel M., Mangeney A., Morelli A.* Modelling secondary microseismic noise by normal mode summation // *Geophys. J. Int.* 2013. V. 193. P. 1732–1745.
- Gualtieri L., Bachmann E., Simons F.J., Tromp J.* The origin of secondary microseism Love waves // *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*. 2020. V. 117. № 47. P. 29504–29511.
<https://doi.org/10.1073/pnas.2013806117>
- Gómez-García C., Brenguier F., Boué P., Shapiro N.M., Droznin D.V., Droznina S.Ya., Senyukov S.L., Gordeev E.I.* Retrieving robust noise-based seismic velocity changes from sparse data sets: synthetic tests and application to Klyuchevskoy volcanic group (Kamchatka) // *Geophys. J. Int.* 2018. V. 214. № 2. P. 1218–1236.
<https://doi.org/10.1093/gji/ggy190>
- Harms J., Acernese F., Barone F., Bartos I., Beker M., van den Brand J.F.J., Wand V.* Characterization of the seismic environment at the Sanford Underground Laboratory, South Dakota // *Classical and Quantum Gravity*. 2010. V. 27. № 22. P. 225011.
<https://doi.org/10.1088/0264-9381/27/22/225011>
- Hasselmann K.* A statistical analysis of the generation of microseisms // *Rev. Geophys.* 1963. V. 1. P. 177–210.
- Hillers G., Ben-Zion Y., Campillo M., Zigone D.* Seasonal variations of seismic velocities in the San Jacinto fault area observed with ambient seismic noise // *Geophysical Journal International*. 2015. V. 202. № 2. P. 920–932.
<https://doi.org/10.1093/gji/ggv151>
- Hobiger M., Wegler U., Shiomi K., Nakahara H.* Coseismic and postseismic elastic wave velocity variations caused by the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake, Japan // *J. Geophys. Res. Solid. Earth*. 2012. V. 117. P. 1–19.
<https://doi.org/10.1029/2012JB009402>
- Hobiger M., Wegler U., Shiomi K., Nakahara H.* Coseismic and post-seismic velocity changes detected by Passive Image Interferometry: comparison of one great and five strong earthquakes in Japan // *Geophys. J. Int.* 2016. V. 205. P. 1053–1073.
- Hutt C.R., Ringler A.* A summary of STS-2 low-noise installation methods tested at the USGS Albuquerque seismological laboratory. 2009.
- Ikeda T., Tsuji T.* Temporal change in seismic velocity associated with an offshore M_w 5.9 Off-Mie earthquake in the Nankai subduction zone from ambient noise cross-correlation // *Prog. Earth Planet. Sci.* 2018. V. 5. № 62.
- Kanasewich E.R.* Time Sequence Analysis in Geophysics. Edmonton: The University of Alberta Press, 1973. P. 274–296.
- Kedar S., Longuet-Higgins M., Graham F.W.N., Clayton R., Jones C.* The origin of the deep ocean microseisms in the North Atlantic Ocean // *Proc. R. Soc. Lond. Ser. A*. 2008. V. 464(2091). P. 777–793.
- Kerman B.R., Mereu R.F.* Wind-induced microseisms from Lake Ontario // *Atmosphere-Ocean*. 1993. V. 31. № 4. P. 501–516.
<https://doi.org/10.1080/07055900.1993.9649483>
- Kocharyan G.G., Ostapchuk A.A., Pavlov D.V.* Traces of laboratory earthquake nucleation in the spectrum of ambient noise // *Scientific Reports*. 2018. № 8. P. 10764.
<https://doi.org/10.1038/s41598-018-28976-9>
- Koper K.D., Hawley V.L.* Frequency dependent polarization analysis of ambient seismic noise recorded at a broadband seismometer in the central United States // *Earthquake Science*. 2010. V. 23. № 5. P. 439–447.
<https://doi.org/10.1007/s11589-010-0743-5>
- Koper K.D., de Foy B., Benz H.* Composition and variation of noise recorded at the Yellowknife Seismic Array, 1991–2007 // *J. of Geophys. Res.* 2009. V. 114(B10). P. B10310.
<https://doi.org/10.1029/2009JB006307>
- Lambert M.A., Schmalholz S.M., Saenger E.H., Steiner B.* Low-frequency microtremor anomalies at an oil and gas field in Voitsdorf, Austria // *Geophysical Prospecting*. 2009. V. 57. P. 393–411.
- Landès M., Hubans F., Shapiro N.M., Paul A., Campillo M.* Origin of deep ocean microseisms by using teleseismic body waves // *J. Geophys. Res.* 2010. V. 115. P. B05302.
- Larose E., Carriere S., Voisin C., Bottelin P., Baillet L., Gueguen P. et al.* Environmental seismology: What can we learn on earth surface processes with ambient noise? // *Journal of Applied Geophysics*. 2015. V. 116. P. 62–74.
<https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2015.02.001>
- Lecocq T., Longuevergne L., Pedersen H.A., Brenguier F., Stammer K.* Monitoring ground water storage at mesoscale using seismic noise: 30 years of continuous observation and thermo-elastic and hydrological modeling // *Sci. Rep.* 2017. V. 7. № 1. P. 14241.
- Lermo J., Chavez-Garcia F.J.* Site effect evaluation using spectral ratios with only one station // *Bull. Seism. Soc. Am.* 1993. V. 83. № 5. P. 1574–1594.
- Li H., Qu K., Rong W., Tuo X., Lu J., Wang R., Wang X., Courtois J.* PolarGUI: A MATLAB-Based Tool for Polarization Analysis of the Three-Component Seismic Data Using Different Algorithms // *Seismol. Res. Lett.* 2021.

- V. XX. P. 1–11.
<https://doi.org/10.1785/0220200439>
- Longuet-Higgins M.S.* A theory of the origin of microseisms. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A // Mathematical, Physical and Engineering Sciences*. 1950. V. 243(857). P. 1–35.
<https://doi.org/10.1098/rsta.1950.0012>
- Lynch J.* The Great Lakes, a source of two-second frontal microseisms // *Eos, Transactions of the American Geophysical Union*. 1952. V. 33. № 3. P. 432–434.
<https://doi.org/10.1029/TR033i003p00432>
- Lyubushin A.A.* Synchronization trends and rhythms of multifractal parameters of the field of low-frequency microseismic // *Iz. Phys. Solid. Earth*. 2009. № 45. P. 381–394.
- Lyubushin A.* Low-Frequency Seismic Noise Properties in the Japanese Islands // *Entropy*. 2021. V. 23. № 4. P. 474.
<https://doi.org/10.3390/e23040474>
- Lyubushin A.* Investigation of the Global Seismic Noise Properties in Connection to Strong Earthquakes // *Frontiers in Earth Science*. 2022.
<https://doi.org/10.3389/feart.2022.905663>
- Mao S., Campillo M., van der Hilst R.D., Brenguier F., Stehly L., Hillers G.* High temporal resolution monitoring of small variations in crustal strain by dense seismic arrays // *Geophys. Res. Lett.* 2019. V. 46. P. 128–137.
<https://doi.org/10.1029/2018GL079944>
- McNamara D.E., Buland R.P.* Ambient noise levels in the continental United States // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 2004. V. 94. № 4. P. 1517.
<https://doi.org/10.1785/012003001>
- Meier U., Shapiro N.M., Brenguier F.* Detecting seasonal variations in seismic velocities within Los Angeles basin from correlations of ambient seismic noise // *Geophys. J. Int.* 2010. V. 181(2). P. 985–996.
- Molchan G.* Structure of optimal strategies in earthquake prediction // *Tectonophysics*. 1991. V. 193. P. 267–276.
- Molchan G.* Space-time earthquake prediction: the error diagrams // *Pure Appl. Geophys.* 2010. V. 167. № 8–9. P. 907–917.
- Molchan G.M.* Earthquake Prediction Strategies: A Theoretical Analysis / Eds V.I. Keilis-Borok, A.A. Soloviev // *Nonlinear Dynamics of the Lithosphere and Earthquake Prediction*. Springer Series in Synergetics. Berlin, Heidelberg: Springer, 2003.
https://doi.org/10.1007/978-3-662-05298-3_5
- Moschetti M.P., Ritzwoller M.H., Lin F.C.* Seismic evidence for widespread crustal deformation caused by extension in the western USA // *Nature*. 2010. V. 464. P. 885–889.
<https://doi.org/10.1038/nature08951>
- Murphy A.J., Savino J.M.* A comprehensive study of long-period (20 to 200 seconds) Earth noise at the high-gain worldwide seismograph stations // *Bull. Seism. Soc. Am.* 1975. V. 65. № 6. P. 1827–1862.
- Nakamura Y.* A method for dynamic characteristic estimation of subsurface using microtremor on the ground surface // *Quarterly Report of Railway Technical Research Institute*. 1989. V. 30. № 1. P. 25–33.
- Nishida K.* Earth's background free oscillations // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2013. V. 41. № 1. P. 719–740.
<https://doi.org/10.1146/annurev-earth-050212-124020>
- Nishida K., Kawakatsu H., Fukao Y., Obara K.* Background Love and Rayleigh waves simultaneously generated at the Pacific Ocean floors // *Geophys. Res. Lett.* 2008. V. 35. P. L16307.
<https://doi.org/10.1029/2008GL034753>
- Niu F., Silver P.G., Daley T.M., Cheng X., Majer E.L.* Pre-seismic velocity changes observed from active source monitoring at the Parkfield SAFOD drill site // *Nature*. 2008. V. 454. P. 204–208.
- Noguchi T., Nishida R.* Determination of subsurface structure of Tottori plain using microtremors and gravity anomaly // *Journal of Natural Disaster Science*. 2002. V. 24. № 1. P. 1–13.
- Obermann A., Kraft T., Larose E., Wiemer S.* Potential of ambient seismic noise techniques to monitor the St. Gallen geothermal site (Switzerland) // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2015. V. 120. P. 4301–4316.
<https://doi.org/10.1002/2014JB011817>
- Obermann A., Lupi M., Mordret A., Jakobsdóttir S.S., Miller S.A.* 3D-ambient noise Rayleigh wave tomography of Snæfellsjökull volcano, Iceland // *J. Volcanol. Geoth. Res.* 2016. V. 317. P. 42–52.
- Obrebski M.J., Arduin F., Stutzmann E., Schimmel M.* How moderate sea states can generate loud seismic noise in the deep ocean // *Geophys. Res. Lett.* 2012. V. 39. P. L11601.
<https://doi.org/10.1029/2012GL051896>
- Ohmi S., Hirahara K., Wada H., Ito K.* Temporal variations of crustal structure in the source region of the 2007 Noto Hanto Earthquake, central Japan, with passive image interferometry // *Earth Planets Space*. 2008. V. 60. P. 1069–1074.
- Olivier G., Brenguier F., Campillo M., Lynch R., Roux P.* Body-wave reconstruction from ambient seismic noise correlations in an underground mine // *Geophysics*. 2015a. V. 80. № 3. P. KS11–KS25.
<https://doi.org/10.1190/GEO2014-0299.1>
- Olivier G., Brenguier F., Campillo M., Roux P., Shapiro N.M., Lynch R.* Investigation of coseismic and postseismic processes using in situ measurements of seismic velocity variations in an underground mine // *Geophys. Res. Lett.* 2015b. V. 42.
<https://doi.org/10.1002/2015GL065975>
- Park J., Vernon F.L., Lindberg C.R.* Frequency dependent polarization analysis of high-frequency seismograms // *J. Geophys. Res.* 1987. V. 92(B12). P. 12,664–12,674.
<https://doi.org/10.1029/JB092iB12p12664>
- Peterson J.* GDSN Enhancement Studies Final Report, ARPA Order No. 4259, USGS Albuquerque Seismological Laboratory, Albuquerque, New Mexico, 1982.
- Peterson J.* Observation and modeling of seismic background noise U.S. // *Geol. Surv. Open-File Rept.* 93–322. 1993. 95 p.
- Podolskiy E.A., Walter F.* Cryoseismology // *Reviews of Geophysics*. 2016. V. 54. P. 708–758.
<https://doi.org/10.1002/2016RG000526>

- Poupinet G., Ellsworth W.L., Frechet J.* Monitoring velocity variations in the crust using earthquake doublets: An application to the Calaveras Fault, California // *J. Geophys. Res.* 1984. V. 89. P. 5719–5731.
- Richter T., Sens-Schönfelder C., Kind R., Asch G.* Comprehensive observation and modeling of earthquake and temperature related seismic velocity changes in northern Chile with passive image interferometry // *J. Geophys. Res.* *Solid Earth*. 2014. V. 119. P. 4747–4765.
<https://doi.org/10.1002/2013JB010695>
- Roux P., Sabra K.G., Gerstoft P., Kuperman W.A., Fehler M.C.* P-waves from cross-correlation of seismic noise // *Geophys. Res. Lett.* 2005. V. 32. P. L19303.
- Samson J.C.* Pure states, polarized waves, and principal components in the spectra of multiple, geophysical time-series // *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 1983. V. 72. P. 647–664.
- Sánchez-Pastor P., Obermann A., Schimmel M.* Detecting and locating precursor signals during the 2011 El Hierro, Canary Islands, submarine eruption // *Geophys. Res. Lett.* 2018. V. 45. P. 10,288–10,297.
<https://doi.org/10.1029/2018GL079550>
- Sánchez-Pastor P., Obermann A., Schimmel M., Weemstra C., Verdel A., Jousset, P.* Short- and long-term variations in the Reykjanes geothermal reservoir from seismic noise interferometry // *Geophys. Res. Lett.* 2019. V. 46. P. 5788–5798.
<https://doi.org/10.1029/2019GL082352>
- Seismic ambient noise / Eds N. Nakata, L. Gualtieri, A. Fichtner. Cambridge: Cambridge University Press, 2019. 344 p.
- Sens-Schönfelder C., Wegler U.* Passive image interferometry and seasonal variations of seismic velocities at Merapi Volcano, Indonesia // *Geophys. Res. Lett.* 2006. V. 33. P. L21302.
<https://doi.org/10.1029/2006GL027797>
- Shapiro N.M., Campillo M., Stehly L., Ritzwoller M.H.* High resolution surface wave tomography from ambient seismic noise // *Science*. 2005. V. 307. P. 1615–1618.
- Smalls P.T., Sohn R.A., Collins J.A.* Lake-Bottom Seismograph Observations of Microseisms in Yellowstone Lake // *Seismolog. Res. Lett.* 2019. V. 90. P. 1200–1208.
<https://doi.org/10.1785/0220180242>
- Snieder R.* Extracting the Green's function from the correlation of coda waves: A derivation based on stationary phase // *Phys. Rev. E*. 2004. V. 69. P. 046610.
- Snieder R.* The theory of coda wave interferometry // *Pure Appl. Geophys.* 2006. V. 163. № 2–3. P. 455–473.
- Snieder R., Grêt A., Douma H., Scales J.* Coda wave interferometry for estimating nonlinear behaviour in seismic velocity // *Science*. 2002. V. 295(5563). P. 2253–2255.
<https://doi.org/10.1126/science.1070015>
- Sovic I., Sariri K., Zivcic M.* High frequency microseismic noise as possible earthquake precursor // *Research in Geophysics*. 2013. V. 3. № 1. P. 8–12.
<https://doi.org/10.4081/rg.2013.e2>
- Stehly L., Fry B., Campillo M., Shapiro N.M., Guilbert J., Boschi L., Giardini D.* Tomography of the Alpine region from observations of seismic ambient noise // *Geophys. J. Int.* 2009. V. 178. P. 338–350.
- Stutzmann E., Arduin F., Schimmel M., Mangeney A., Patau G.* Modelling long-term seismic noise in various environments // *Geophys. J. Int.* 2012. V. 191. № 2. P. 707–722.
- Tanimoto T., Hadziioannou C., Igel H., Wasserman J., Schreiber U., Gebauer A.* Estimate of Rayleigh-to-Love wave ratio in the secondary microseism by colocated ring laser and seismograph // *Geophys. Res. Lett.* 2015. V. 42. P. 2650–2655.
<https://doi.org/10.1002/2015GL063637>
- Vidale J.E.* Complex polarization analysis of particle motion // *Bull. Seismol. Soc. Am.* 1986. V. 76. P. 1393–1405.
- Vidale J.E., Agnew D.C., Johnston M.J.S., Oppenheimer H.* Absence of earthquake correlation with earth tides: an indication of high preseismic fault stress rate // *J. Geophys. Res.* 1998. V. 103. P. 24567–24572.
- Wang W., Ni S., Wang B.* Composition of high frequency ambient noise from cross-correlation: A case study using a small aperture array // *Earthq. Sci.* 2010. V. 23. P. 433–438.
- Webb S.C.* Seismic Noise on Land and on the Sea Floor, in *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology* / Ed. W.H.K. Lee // Academic Press. 2002. V. 81(A). P. 305–318.
[https://doi.org/10.1016/S0074-6142\(02\)80222-4](https://doi.org/10.1016/S0074-6142(02)80222-4)
- Wegler U., Nakahara H., Sens-Schönfelder C., Korn M., Shiomi K.* Sudden drop of seismic velocity after the 2004 M_w 6.6 mid-Niigata earthquake, Japan, observed with passive image interferometry // *J. Geophys. Res.* 2009. V. 114. P. B06305.
<https://doi.org/10.1029/2008JB005869>
- Wegler U., Sens-Schönfelder C.* Fault zone monitoring with passive image interferometry // *Geophys. J. Int.* 2007. V. 168. P. 1029–1033.
- Wilson C.D.V.* The Origins and Nature of Microseisms in the Frequency Range 4 to 100 c/s // *Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*. 1953. V. 217(1129). P. 176–188.
<https://doi.org/10.1098/rspa.1953.0055>
- Withers M.M., Aster R.C., Young C.J., Chael E.P.* High-frequency analysis of seismic background noise as a function of wind speed and shallow depth // *Bull. Seism. Soc. Am.* 1996. V. 86. P. 1507.
- Xu Y., Koper K.D., Burlacu R.* Lakes as a source of short-period (0.5–2 s) microseisms // *J. of Geophys. Res.: Solid Earth*. 2017. V. 122. P. 8241–8256.
<https://doi.org/10.1002/2017JB014808>
- Yang Y., Ritzwoller M.H., Lin F.-C., Moschetti M.P., Shapiro N.M.* The structure of the crust and uppermost mantle beneath the western US revealed by ambient noise and earthquake tomography // *J. of Geophys. Res.* 2008. V. 113. P. B12310.
<https://doi.org/10.1029/2008JB005833>
- Young C.J., Chael E.P., Withers M.M., Aster R.C.* A Comparison of the High-Frequency (>1 Hz) Surface and Subsurface Noise Environment at Three Sites in the United States // *Bull. of the Seismological Society of America*. 1996. V. 86. № 5. P. 1516–1528.

Microseisms as a Tool for Geophysical Research. A Review

A. N. Besedina¹, * and Ts. A. Tubanov¹

¹*Dobretsov Geological Institute SB RAS, Sakhyanova str., 6a, Ulan-Ude, 670047 Russia*

**e-mail: besedina.a@gmail.com*

Considering seismic ambient noise as a tool for geophysical research, the spatial and temporal characteristics of the noise itself are of a great interest. Characterization of energy and frequency distributions of the microseisms is an important stage of the research. The review considers the main mechanisms of generation of microseismic oscillations in a wide frequency range, including primary and secondary microseisms (0.05–0.3 Hz), low-frequency oscillations (0.2–50 mHz), high-frequency oscillations (2–60 Hz), lake microseisms (0.5–2 Hz). The paper also describes the most popular techniques used for processing and analyzing a continuous data of seismic ambient noise; a wide range of geophysical problems was demonstrated, which use the results of seismic monitoring.

Keywords: microseisms, seismic ambient noise, seismic waves, model of local inhomogeneities, area of the earth's crust, frequency range, power spectral density, seismic monitoring

УДК 550.838, 553.078.2

ОСОБЕННОСТИ МАГНИТНОГО ПОЛЯ ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ ПАУЖЕТСКОГО РАЙОНА (ЮЖНАЯ КАМЧАТКА)

© 2023 г. И. А. Нуждаев^а, *, С. Н. Рычагов^а, **, С. О. Феофилактов^а, Д. К. Денисов^а

^аИнститут вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, бульвар Пийна, 9, Петропавловск-Камчатский, 683006 Россия

*e-mail: van.one.df@mail.ru

**e-mail: rychn@kscnet.ru

Поступила в редакцию 26.04.2022 г.

После доработки 30.05.2022 г.

Принята к публикации 23.08.2022 г.

На основании многолетних исследований построены карты аномалий магнитного поля ΔT_a для крупных геотермальных систем Паужетского района Южной Камчатки. Магнитные поля имеют как общие характеристики, так и индивидуальные особенности для каждого объекта. Нижне-Кошелевское пародоминирующее геотермальное месторождение выделяется системой линейных отрицательных аномалий магнитного поля, приуроченных к термоконтролирующим разрывным тектоническим нарушениям. Паужетское геотермальное месторождение характеризуется неоднородным строением аномального магнитного поля ΔT_a : СЗ область отмечается спокойным слабо отрицательным магнитным полем, свидетельствующим о преобладании в этой части месторождения латерального растекания гидротерм из верхнего водоносного горизонта; ЮВ – большим количеством знакопеременных магнитных аномалий высокой интенсивности, приуроченных к субвулканическим телам кислого-среднего состава. Южно-Камбальная группа термальных полей характеризуется пониженным модулем магнитной индукции T по сравнению с Паужетским и Нижне-Кошелевским геотермальными месторождениями, что свидетельствует о более интенсивном изменении горных пород Камбального хребта гидротермально-метасоматическими процессами, по-видимому, в результате длительного воздействия конвективного теплового потока.

Ключевые слова: магнитное поле, отрицательные и положительные аномалии, геотермальные системы и месторождения, термальные поля, геологическое строение, зоны разгрузки парогидротерм

DOI: 10.31857/S0203030622060049, EDN: FYPCH

ВВЕДЕНИЕ

Геотермальные системы областей современного и четвертичного вулканизма характеризуются интенсивным изменением вмещающих горных пород: под воздействием гидротермальных и метасоматических процессов происходит, как правило, повышение открытой пористости и трещиноватости пород, уменьшение объемной и минеральной плотности, снижение скоростей упругих волн и прочности на сжатие и растяжение, и др. [Ладугин и др., 1993]. Одним из показателей петрофизических свойств пород, чутко реагирующих на взаимодействие вода–порода, является магнитная восприимчивость. В приповерхностной зоне разгрузки парогидротерм преобладают процессы, которые приводят к резкому снижению магнитной восприимчивости исходных пород – вследствие выщелачивания породообразующих и ферромагнитных минералов и замещения их глинистыми образуются обширные поля аргилизитов (гидротермальных глин) [Коробов, 2019; Набоко, 1980; Рычагов и др., 2009, 2012;

Frolova et al., 2020]. Для зон разгрузки парогидротерм характерны также кремнистые осадки, опалиты, отложения цеолитового, карбонатного и другого состава, полностью лишенные минералов с магнитными свойствами. Однако, распределение как исходных вулканогенных пород с различной намагниченностью, так и новообразований в приповерхностных горизонтах гидротермальных систем крайне неравномерно [Ладугин, Рычагов, 1995]. Это обстоятельство лежит в основе применения магнитометрических методов исследований для успешного решения задач вулканологии, литологии, геотермии, минерало- и рудообразования [Молостовский и др., 1993; Фролова и др., 2020; Aboud et al., 2011; Ebbing et al., 2009; Okuma, 1998; Soengkono, 2015; Soengkono, Hochstein, 1996].

В мировой научной практике и при разведке геотермальных и рудных месторождений широко используется аэромагнитная съемка различного масштаба. Это один из наиболее экономичных и оперативных геофизических методов, позволяю-

щих покрывать съемкой большие территории и районы с расчлененным рельефом, выделять региональные геологические структуры и зоны тектонических нарушений [Красный, 1990; Ривош, 1964; Okuma, 1998; Mariita, 2007; Glen et al., 2015]. Аэромагнитные наблюдения обычно стараются дополнить наземными измерениями магнитных свойств пород с целью детального картирования геологических структур. Так, магнитная съемка успешно применялась в геотермальных районах для выделения гидротермально измененных пород и приповерхностных, но закрытых чехлом осадочных отложений, зон разгрузки парогидротерм [Soengkonop, Hochstein, 1996]. В геотермальной провинции Махараштра (Индия) на основании комплексного анализа магнитометрических и гравиметрических данных прослежены крупные линейные разломы, оконтурены геотермальные резервуары, намечены участки для глубокого разведочного бурения [Low et al., 2020]. На Камчатке магнитная съемка входила в комплекс геофизических исследований, предшествовавших поисковому бурению на геотермальных месторождениях Паужетское, Больше-Банное, Мутновское, Эссовское, Пушкинское, Анавгайское [Комплексные ..., 1985]. Так, в структуре Эссовского месторождения выделена положительная аномалия магнитного поля, а заверочным бурением на этом участке вскрыта кровля магматического тела андезитов на глубине 30 м; показано, что контактовые зоны тела могут быть проницаемыми для инфильтрационных (метеорных) вод. На карте магнитного поля этого месторождения отмечены зоны разрывных тектонических нарушений. По данным бурения аномалии с наиболее низкими значениями ΔT_a соответствуют гидротермально измененным породам и зонам перегретых термальных вод [Комплексные ..., 1985]. Близкая картина наблюдается и для Анавгайского месторождения, для которого характерно магнитное поле средней интенсивности (± 500 нТл, с двумя минимумами 1200 и 1300 нТл): выходы термальных источников совпадают в плане с отрицательными магнитными аномалиями, отдельные выделенные по этим данным тектонические нарушения рассматриваются как термоконтролирующие. Интересные результаты получены при изучении геотермальных аномалий Кошелевского вулканического массива¹. На сводной карте магнитных аномалий ΔZ , построенной в масштабе 1 : 25000, выделены две зоны разрывных тектонических нарушений: одна контролирует разгрузку термальных вод вдоль руч. Гремучий, вто-

рая выделяется вследствие линейного распространения пропицитов и вторичных кварцитов вдоль руч. Прямой. Эти данные были существенно уточнены нашими исследованиями [Нуждаев, Феофилактов, 2013].

Таким образом, магнитометрические исследования в геотермальных районах областей современного и четвертичного вулканизма позволяют решать многие геологические вопросы. Настоящая статья посвящена изучению природы магнитных полей основных геотермальных проявлений Паужетского района, что актуально в связи с неоднородным и сложным геологическим строением объектов и большим контрастом в условиях разгрузки парогидротерм.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ РАЙОНА

Паужетский геотермальный район входит в состав Южно-Камчатской геотермальной провинции [Аверьев, 1966; Сугробов, 1979]. Геологическое строение детально описано во многих работах [Белоусов, 1978; Долгоживущий центр ..., 1980; Кононов, 1983; Паужетские ..., 1965; Структура ..., 1993; Рычагов и др., 2009, 2012; Феофилактов и др., 2017, 2020б, 2021 и др.]. Мы лишь коротко напомним основные положения. Район расположен на сочленении двух крупнейших региональных структур: Южно-Камчатского прогиба и Ункановичского горста [Апрелков и др., 1979, 2001]. Этот участок земной коры находится в зоне влияния поперечного к камчатским структурам глубинного магмовыводящего разлома [Апрелков, Ольшанская, 1989; Геолого-геофизический ..., 1987; Зубин, 1980; Леонов, 1989 и др.]. Сложное строение и высокая проницаемость самого южного тектонического блока Камчатки, вероятно, явились причиной формирования Паужетской вулкано-тектонической депрессии [Долгоживущий центр ..., 1980], к центральной части которой приурочены объекты наших исследований: Паужетская гидротермальная система, Нижне-Кошелевское геотермальное месторождение, южная группа термальных полей Камбального вулканического хребта (рис. 1).

Паужетская гидротермальная система

Паужетская гидротермальная система и одноименное геотермальное месторождение являются одними из наиболее изученных на Камчатке [Паужетские ..., 1965; Белоусов и др., 1976; Сугробов, 1979; Структура ..., 1993]. Здесь построена первая в СССР и России ГеоЭС мощностью 11 МВт, успешно работающая с 1967 г. по настоящее время. В 1960–1980 гг. на сравнительно небольшой площади, примерно 2.5×3.0 км, пробурено около 50 скважин глубиной до 1000–1200 м; буре-

¹ Шварц Я.Б. Отчет о поисковых работах, проведенных на Нижне-Кошелевском месторождении парогидротерм в 1975–1984 гг. Т. III. Геофизические работы. Территориальный фонд геологической информации по Дальневосточному федеральному округу. Петропавловск-Камчатский, 1984. 144 с.

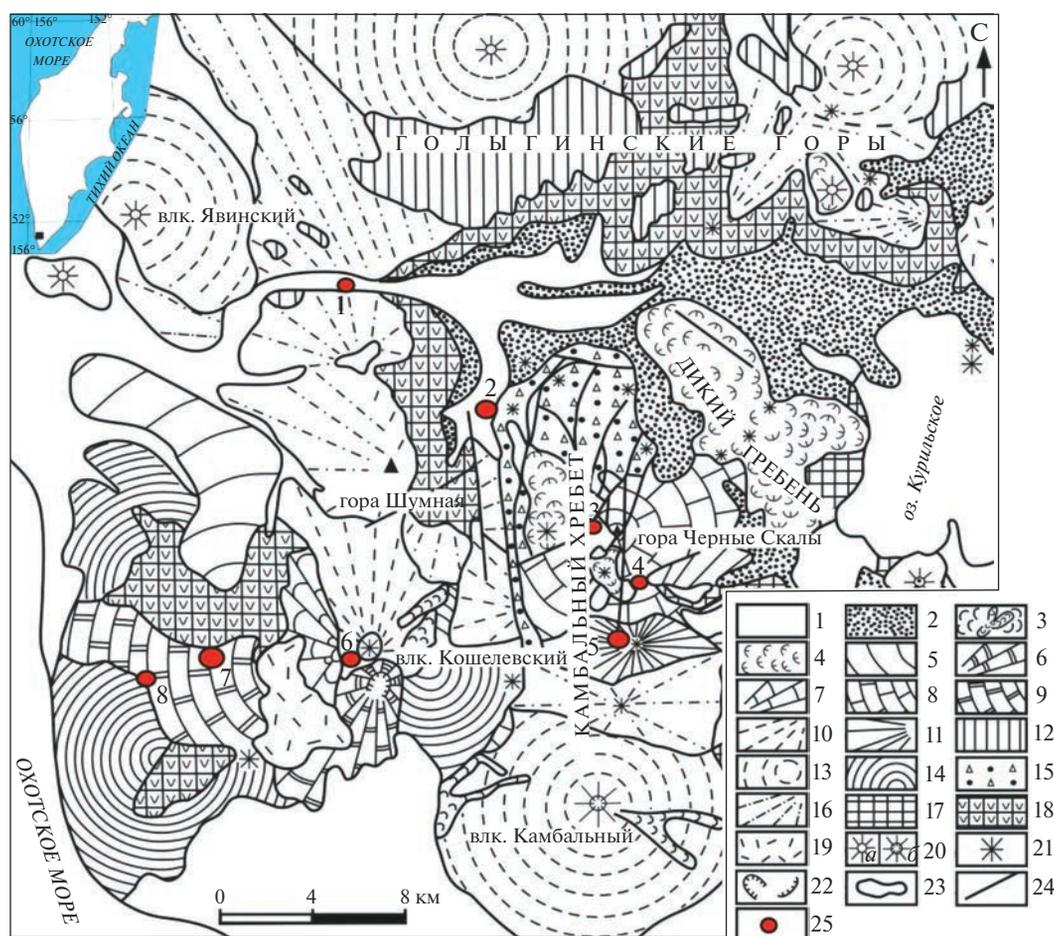


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Паужетско-Камбально-Кошелевского геотермального района, по [Белосов, 1978] с изменениями.

1–3 – голоценовые отложения: 1 – аллювиальные, пролювиальные и ледниковые, 2 – пирокластические пемзовые, 3 – базальты и андезибазальты действующих вулканов и отдельные потоки лав; 4–6 – верхнеплейстоцен-голоценовые отложения: 4 – дацитовые и риолитовые экструзивные куполы и их лавовые потоки, 5 – андезиты Восточно-Кошелевского вулкана, 6 – андезибазальты Центрально-Кошелевского вулкана; 7, 8 – верхнеплейстоценовые отложения: 7 – андезиты вулкана Валентин, 8 – андезибазальты вулкана Черные Скалы; 9–12 – среднеплейстоценовые отложения: 9 – андезиты Западно-Кошелевского вулкана, 10 – базальты Древне-Кошелевского вулкана, 11 – андезибазальты Камбального хребта, 12 – игнимбриты и спекшия туфы риодацитов и риолитов Голыгинского хребта; 13 – нижне-среднеплейстоценовые вулканы базальтового и андезибазальтового составов; 14 – нижнеплейстоценовые лавы и туфы базальтов и андезибазальтов; 15, 16 – верхнеплиоцен-средне- и нижнеплейстоценовые отложения: 15 – вулканогенно-осадочные породы паужетской свиты, 16 – лавы и туфы древних вулканов; 17–19 – верхнемиоцен-нижнеплиоценовые осадочно-вулканогенные отложения: 17 – конгломераты и песчаники, реже туфы и лавы базальтов, 18 – миоценовые, преимущественно, вулканогенные нерасчлененные отложения; 19 – рыхлые отложения различного генезиса и возраста; 20–22 – вулканические морфоструктуры: 20 – конусы вулканов (а – простые, б – с вершинным кратером), 21 – шлаковые конусы, мелкие моногенные вулканы и экструзии, 22 – кальдеры и остатки бортов кальдер; 23 – литологические границы; 24 – разрывные тектонические нарушения; 25 – крупные термопроявления (1 – Первые Горячие Ключи, 2 – Паужетское геотермальное месторождение, 3–5 – группы термальных полей Камбального хребта (3 – Северо-Камбальная, 4 – Центрально-Камбальная, 5 – Южно-Камбальная), 6, 7 – термоаномалии Кошелевского вулканического массива (6 – Верхне-Кошелевская, 7 – Нижне-Кошелевская), 8 – Сивучинские термальные источники).

ние сопровождалось комплексным каротажем; выполнены крупномасштабные геофизические съемки; более 20 лет велись режимные гидрогеохимические наблюдения. В результате было установлено, что современная гидротермальная система относится к вододоминирующему гидродинамическому типу: выделены нижний и верхний водоносный горизонты, сообщающиеся между собой

зонами перетока напорных термальных вод. Основные потоки восходящих перегретых (до 220–230°C в нижнем горизонте) гидротерм локализируются в структуре субкольцевых приподнятых тектонических (тектоно-магматических?) блоков горных пород [Структура ..., 1993].

В последние годы авторским коллективом проведены комплексные геофизические и геоло-

гические исследования в районе этих приподнятых блоков с целью изучения их строения и физической (геологической) природы — как основных зон приповерхностной, так, вероятно, и скрытой разгрузки парогидротерм. На примере Восточно-Паужетского термального поля показано, что глубинные щелочные термальные воды поднимаются к дневной поверхности по контактовым зонам субвулканического тела среднего-основного состава, внедряются в разуплотненные блоки аргиллизированных пород и разгружаются в подошве толщи гидротермальных глин [Феофилактов и др., 2017]. В процессе разгрузки терм образуются слои (линзы, жилы) сложного минерального состава (с карбонатами, цеолитами, фосфатами, сульфидами и др.) [Рычагов и др., 2017a], обладающие контрастными по отношению к другим слоям глин петрофизическими свойствами. Эти результаты дают дополнительные возможности для расшифровки строения зоны разгрузки термальных вод с применением современных геофизических методов. Интересные данные получены также по центральной части Паужетского месторождения: комплексная геолого-геофизическая модель основана на выделении ряда субвулканических тел в структуре приподнятого тектоно-магматического блока Верхне-Паужетского термального поля [Феофилактов и др., 2020a]. Модель хорошо описывает механизм циркуляции термальных вод в сложной геологической системе, включающей вулканические и вулканогенно-осадочные породы, дайки и др. интрузивные тела, аргиллизированные пропилиты, блоки с кварц-адуляровыми метасоматитами. На основе глубинного электромагнитного зондирования методами АМТЗ и МТЗ объяснена причина высокой раздробленности верхних горизонтов земной коры в районе Паужетской гидротермальной системы: крупные интрузивные массивы или тектонические блоки образуют выступы фундамента и выполняют роль структурных деформографов на этом участке земной коры [Феофилактов и др., 2021].

Полученные данные служат основанием для проведения детальных магнитометрических исследований на площади Паужетского геотермального месторождения с целью получения дополнительных данных о строении зон разгрузки гидротермальных растворов.

Нижне-Кошелевское геотермальное месторождение

Месторождение расположено на западном склоне Кошелевского вулканического массива — крупной тектоно-магматической структуры, вытянутой в субширотном направлении от Охотского моря до Камбального хребта, и состоящей из 5 разновозрастных вулканов (Древний, Западный, Валентин, Центральный, Восточный) [Вакин и др.,

1976; Долгоживущий ..., 1980]. В 1960–1970 гг. в связи с развитием геотермальной энергетики на Камчатке проведены научные геолого-гидрогеохимические и поисково-разведочные работы на основных термоаномалиях (т/а) Кошелевского массива — Нижне- и Верхне-Кошелевской. Е.А. Вакиным с коллегами проведена оценка выноса тепла: 25000 ккал/с на Нижне-Кошелевской т/а и около 50000 ккал/с на Верхне-Кошелевской. Эти данные послужили основанием для постановки производственных геофизических и поисково-разведочных работ в районе Нижне-Кошелевской т/а. С помощью комплексных исследований и бурения скважин выделена зона сухого пара, распространяющаяся на глубину более 1500 м от дневной поверхности. Установлено Нижне-Кошелевское пародоминирующее геотермальное месторождение электрической мощностью ≥ 90 МВт [Писарева, 1987].

На новейшем этапе исследований существенно уточнено строение зоны пара и близповерхностной разгрузки термальных вод: с помощью низкочастотного сейсмического зондирования в центральной части месторождения выделена изометричная в плане и распространяющаяся на глубину 250–300 м в форме неправильной чаши область интенсивно аргиллизированных пород, насыщенных парогазовой смесью [Рычагов и др., 2018]. Эта область связана с источником тепла субвертикальными каналами повышенной трещинно-поровой проницаемости, погружающимися на глубину > 5 км. Предполагается, что вскрытая бурением многофазная интрузия диоритов — диоритовых порфиритов служит источником тектонических деформаций, а по зонам брекчирования в ее апикальных частях происходит подъем восходящего газоводного флюида к дневной поверхности. Изотопные и др. геохимические исследования указывают на глубинный, нижне-коровый или мантийный, характер газоводных флюидов [Поздеев, Нажалова, 2008; Поляк и др., 1979].

Разгрузка пара и термальных вод на дневной поверхности образует Нижне-Кошелевскую т/а, локализованную в овально-кольцевой геоморфологической структуре, вытянутой на 500 м вдоль глубоко врезанного оврага руч. Гремучий. Термоаномалия состоит из трех участков (полей) — Центрального, Верхнего и Нового. Наиболее характерными формами термопроявлений Центрального поля являются большие кипящие водоемы и теплые озера, мелкие кипящие водные и грязеводные котлы, пульсирующие источники, парогазовые струи, парящие грунты [Калачева и др., 2016]. Температуры грунтов не превышают 105°C (на глубине 0.8–3.0 м), температуры парогазовых струй могут достигать на устьях отдельных выходов $\geq 120^{\circ}\text{C}$ (в основном 90 – 98°C). Наиболее активная часть термоаномалии сосредоточена на

участке размером 150 × 250 м. Верхний участок отличается более низкими *P-T* параметрами парогазовых струй и водных источников. Новый участок представляет собой Нижне-Кошелевское Новое термальное поле, образованное на перевале между ручьями Гремучий и Прямой вследствие внезапного прогрева горных пород парогазовым флюидом [Нуждаев и др., 2013]. По геоэлектрическим данным поступление флюида произошло по трещинной зоне, связанной с Центральным участком т/а. На основании многолетних наблюдений авторского коллектива установлено, что Нижне-Кошелевская т/а является высокодинамичной геотермальной системой: центральная часть аномалии расширяется за счет интенсивной геотермальной эрозии, периодически происходит повышение температур парогазовых струй и связанное с этим осаждение самородной серы; участок Новый, образовавшийся в 2008 г., к настоящему времени полностью остыл. Высокая динамика геотермальных процессов прямо влияет на изменение геоэлектрических и, вероятно, магнитных свойств среды, что частично было показано нами ранее в работе [Нуждаев, Феофилактов, 2013].

Южная группа термальных полей Камбального вулканического хребта

Камбальный вулканический хребет представляет собой резургентное тектоно-магматическое поднятие в структуре Паужетской вулкано-тектонической депрессии [Долгоживущий центр ..., 1980] и является одной из крупнейших геотермальных систем Камчатки [Белоусов, 1978; Структура ..., 1993; Сугробов, 1979]. Время образования вулканического хребта относится к плиоцен-плейстоцену, в южной части расположен вулкан Камбальный голоценового возраста [Сывороткин, 1993], последнее извержение которого произошло в марте–апреле 2017 г. [Гирина и др., 2017]. Породы Камбального хребта изменены гидротермально-метасоматическими процессами на значительную глубину и, по-видимому, на всем его протяжении [Рычагов и др., 2017а]. Современные термопроявления образуют почти сплошную полосу вдоль осевой зоны хребта, но локализуются в три группы: Северную, Центральную и Южную [Нехорошев, 1959]. Согласно этим первым детальным гидрогеохимическим исследованиям, термопроявления имеют глубинный источник теплового питания. Данная гипотеза в дальнейшем подтверждена геотермическими, минерало-геохимическими и структурно-геофизическими исследованиями [Белоусов и др., 1976; Структура ..., 1993; Komzeleva et al., 2021]. Так, на основании сейсмической томографии выделены две мощные субвертикальные зоны поглощения продольных и поперечных сейсмических волн, по-

гружающиеся на глубину более 10–15 км; зоны интерпретируются как коровые проводники для магматического и геотермального флюида [Komzeleva et al., 2021]. К одной зоне тяготеет питающая магматическая система вулкана и, по-видимому, южная группа термальных полей. С другой – пространственно связаны Центральная и Северная группы термальных полей Камбального вулканического хребта.

Южная группа термальных полей Камбального хребта располагается ближе всего (7–8 км) к Камбальному вулкану, извержение которого в 2017 г. было спровоцировано активизацией газогидротермальных процессов на глубинах ≥ 5 км, как считают авторы работ [Рычагов и др., 2017б; Фирстов, Лобачева, 2018]. Особый интерес представляет Южно-Камбальное Центральное термальное поле (ЮКЦ) в связи с его аномальными гидрогеологическими, геохимическими, минералогическими и др. характеристиками: разгрузкой щелочных глубинных термальных вод и высоким содержанием в них аммония, золота, редких металлов; образованием карбонатных отложений сложного состава в подошве толщи гидротермальных глин; отложением кремнистых осадков с сульфидами Fe, Cu, Pb, Zn, As, Sb и фосфатами редких земель [Нехорошев, 1959; Огородова, 1974; Структура ..., 1993; Рычагов и др., 2020, 2021]. Предварительными геофизическими исследованиями установлено необычное, по отношению к другим термальным полям Паужетского района, строение аномального магнитного поля ЮКЦ [Нуждаев и др., 2019]. Все это послужило основанием для проведения детальных магнитометрических исследований в районе термального поля.

МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА ПОРОД ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ

Из магнитных свойств горных пород наибольший интерес для решения большинства геологических задач представляет магнитная восприимчивость (χ) и остаточная намагниченность (i). Оба эти свойства обусловлены присутствием в породе ферромагнитных минералов. Породообразующие минералы, в основной своей массе парамагнитные, имеют очень низкую магнитную восприимчивость, характеризуются отсутствием остаточной намагниченности и практически не влияют на интенсивность магнитных полей. Из ферромагнитных минералов в горных породах наиболее широко распространены магнетит, титаномагнетит и ильменит. Содержание ферромагнетиков в породах близкого состава – величина непостоянная и колеблется в широких пределах [Комплексные ..., 1985].

В районах геотермальных месторождений участки гидротермально измененных пород практически всегда выражаются пониженным

(относительно соседних участков) магнитным полем, морфология которого в каждом случае различна и зависит от конкретных геологических условий [Комплексные ..., 1985]. Известно, что под действием кислых термальных вод ($pH < 5$), насыщенных сероводородом, углекислым газом, метаном и др., происходит аргиллизация пород и изменение их физико-механических свойств: в частности, аргиллизиты практически полностью утрачивают намагниченность вследствие разложения темноцветных (пироксенов и амфиболов) и рудных (магнетита, титаномагнетита и ильменита) минералов [Soengkono, Hochstein, 1996]. На примере геотермального месторождения Океанское (вулкан Баранского, о. Итуруп) детально описаны закономерности преобразования андезитов и андезибазальтов под влиянием кислых и ультракислых термальных вод [Ладыгин и др., 2014]. Наряду с заметным уменьшением плотности (в среднем на 30–40%) и скорости продольных волн (в два раза), снижается на 2–3 порядка магнитная восприимчивость: от $(20–40) \times 10^{-3}$ СИ до $n \times 10^{-5}$ СИ. Основной механизм изменения магнитной восприимчивости пород заключается в растворении ферромагнитных минералов кислыми и ультракислыми водами, проникающими в породу по системе микротрещин и открытых пор [Ладыгин и др., 2014].

На примере сравнительной характеристики петрофизических свойств андезитов вулкана Кошелевский и измененных пород, слагающих Нижне-Кошелевское термальное поле, показан характер и интенсивность преобразования исходных пород в процессе аргиллизации [Фролова и др., 2019]. Происходит выщелачивание минералов-вкрапленников, существенное разуплотнение и разупрочнение основной массы: плотность андезитов снижается с 2.7 г/см^3 до 2.0 г/см^3 , пористость увеличивается с 5–7% до 20–25%; магнитная восприимчивость уменьшается еще более существенно – с $(33–42) \times 10^{-3}$ СИ до $(5–10) \times 10^{-3}$ СИ.

На термальных полях южной группы Камбального хребта за счет гидротермально-метасоматического изменения андезитов и андезибазальтов происходит формирование опалитов, вторичных кварцитов и гидротермальных глин. Выщелачивание первичных компонентов породы и их замещение вторичными минералами, в первую очередь, опалом и глинистыми минералами, сопровождается заметным разуплотнением пород, от 2.71 до 1.86 г/см^3 ; магнитная восприимчивость падает в 20 раз. Опалиты и вторичные кварциты являются диамагнетиками, поскольку состоят из немагнитных минералов кремнезема, хлоритов и других слоистых силикатов [Фролова и др., 2020].

Район Верхне-Паужетского термального поля сложен туфами и туффитами среднего и кислого состава, цеолитизированными и аргиллизиро-

ванными [Коробов, 2019]. В приповерхностных горизонтах эти породы изменены в гидротермальные глины, мощность толщи колеблется от 1.5 до 5–10 м. В процессе аргиллизации пород показатели петрофизических свойств меняются следующим образом: существенно снижается объемная и минеральная плотности, пористость уменьшается незначительно, но прочность снижается в два раза. Наиболее интенсивно преобразования пород сказываются на величине магнитной восприимчивости, которая снижается с 21×10^{-3} СИ до 2.4×10^{-3} СИ, что обусловлено разложением титаномагнетита и других ферромагнетиков [Фролова и др., 2016].

Таким образом, гидротермально-метасоматические преобразования горных пород и особенно их аргиллизация приводят к существенным изменениям свойств геологической среды, что служит основанием для проведения магнитометрической съемки и определения природы выделенных аномалий ΔT_a .

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

На площади Нижне-Кошелевского геотермального месторождения магнитная съемка выполнялась в два этапа. На первом в 2010–2011 гг. магнитометрические исследования проводились в центральной части месторождения магнитометрами ММП–203 [Нуждаев, Феофилактов, 2013]. В связи со сложным рельефом и густой растительностью в изучаемом районе, а также ограничениями, связанными с природоохранными территориями, проведение детальной наземной площадной магнитной съемки на месторождении в летний полевой период затруднено. Поэтому второй этап магнитометрических исследований авторами выполнен в зимний период, что значительно упростило передвижение на местности и повысило производительность работ. В марте 2015 г. площадная магнитометрическая съемка выполнялась по нерегулярной сети с использованием двух современных магнитометров GSM-19W на эффекте Оверхаузера фирмы GEM (производитель Канада). Эти приборы оснащены системой GPS, имеют встроенную память, высокое разрешение 0.01 нТл и абсолютную точность 0.2 нТл в широком температурном диапазоне от -40°C до $+55^\circ\text{C}$, быструю скорость регистрации данных. Один прибор использовался для проведения рядовых измерений на площади, другой – в качестве магнитовариационной станции. Интервал между измерениями на магнитовариационной станции составлял 20 с, что позволило детально охарактеризовать суточные вариации магнитного поля: значения менялись от 50655 до 50775 нТл.

Для увеличения скорости съемки и как следствие площади измерений оператор с магнитометром буксировался за снегоходом на лыжах. Измерения выполнялись в ручном режиме, с временным интервалом 6 с, средняя скорость движения снегохода составила 5–10 км/ч. Высота магниточувствительного датчика составляла 2.2 м, что снизило влияние содержащегося металла в лыжах и ботинках до $\pm 2-3$ нТл. Буксировка осуществлялась капроновым канатом на расстоянии 10 м, тем самым исключая влияние помех, создаваемых снегоходом. Перед проведением площадных работ был проведен азимутальный ход, погрешность измерений составила ± 1 нТл. Мощность снегового покрова составила от 1 до 5 м и при построении карты аномального магнитного поля не учитывалась. Было выполнено 15500 рядовых замеров магнитного поля на территории 13 км², среднеквадратическая погрешность съемки составила ± 19 нТл.

Современная площадная магнитная съемка на Паужетском месторождении выполнялась на площади 11 км² в марте 2014 г. [Нуждаев, Феофилактов, 2014]. Аппаратурно-методический комплекс соответствовал описанным выше работам на Нижне-Кошелевском месторождении. Контрольные измерения выполнены в объеме 9% от общего количества точек – 10784, среднеквадратическая погрешность съемки составила ± 18 нТл.

Магнитная съемка в районе южной группы термальных полей Камбального вулканического хребта выполнялась в два летних полевых сезона: 2017 г. – на площади Южно-Камбального Центрального (ЮКЦ) термального поля (шаг измерений 5 м, расстояние между профилями 25 м), 2018 г. – на площади Ближнего (ЮКБ) и Дальнего (ЮКД) термальных полей (5 × 100–150 м). Съемку можно отнести к рекогносцировочным работам с целью составления карты магнитных аномалий ΔT_a этого участка Камбального хребта. Всего выполнено 14500 рядовых замеров на территории 2.5 км², среднеквадратическая погрешность съемки составила ± 6 нТл.

При использовании модели IGRF(13) уровень нормального магнитного поля (T_n) для координат Паужетско-Камбально-Кошелевского района составляет 51 500–51 600 нТл. Но это общая модель для всей Земли и не учитывает особенностей района исследований, в данном случае гидротермально-метасоматических преобразований горных пород, которые снижают значения магнитной индукции. Для расчетов T_n мы использовали медиану всех значений, полученных при наземной съемке на каждом объекте. Для Нижне-Коше-

левского геотермального месторождения T_n составила 51013 нТл; для Паужетского – 50897 нТл, для южной группы Камбальных термальных полей – 50303 нТл. Для отслеживания суточных вариаций магнитного поля использовались данные с геофизической обсерватории “Паратунка” ИКИР ДВО РАН.

Таким образом, ΔT_a рассчитывалось по формуле:

$$\Delta T_a = T_{\text{набл}} + \Delta T_{\text{вар}} - T_n,$$

где $T_{\text{набл}}$ – наблюдаемое значение, $\Delta T_{\text{вар}}$ – суточная вариация, T_n – нормальное поле, медианное значение для каждого района исследований.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И ЕГО ОБСУЖДЕНИЕ

Нижне-Кошелевское геотермальное месторождение

На основании обобщения материалов магнитной съемки построена карта аномалий магнитного поля ΔT_a месторождения (рис. 2). Карта характеризуется контрастными значениями ΔT_a , от –2200 до 2000 нТл. В центральной части площади выделяются отрицательные аномалии: имеющие относительно изометричную форму и размеры в поперечнике $\geq 300-500$ м, а также линейные, вытянутые до 1–3 км. Все отрицательные аномалии практически объединены в единое неоднородное поле на фоне положительных значений ΔT_a .

Участок, на котором расположено Нижне-Кошелевское геотермальное месторождение, характеризуется развитием пород лаво-экструзивного комплекса кислого-среднего и среднего-основного состава (см. рис. 2б). Современные геотермальные проявления и поля аргиллизированных пород четвертичного возраста (структура руч. Аргиллизитовый) приурочены к более кислым породам. Отчетливо выделяются линейные разрывные тектонические нарушения – радиального направления по отношению к общей структуре Кошелевского вулканического массива, а также зона регионального разлома [Вакин и др., 1976]. Термальные источники и современные сольфатарные поля контролируются зонами разрывных тектонических нарушений и участками их пересечений.

Сопоставление карты аномального магнитного поля с геологической обстановкой (см. рис. 2в) позволяет сделать вполне определенные выводы. Положительными значениями ΔT_a характеризуются поля неизмененных горных пород. Отрицательные аномалии приурочены либо к участкам разгрузки гидротермальных растворов и сольфатарным полям (аргиллизированным породам),

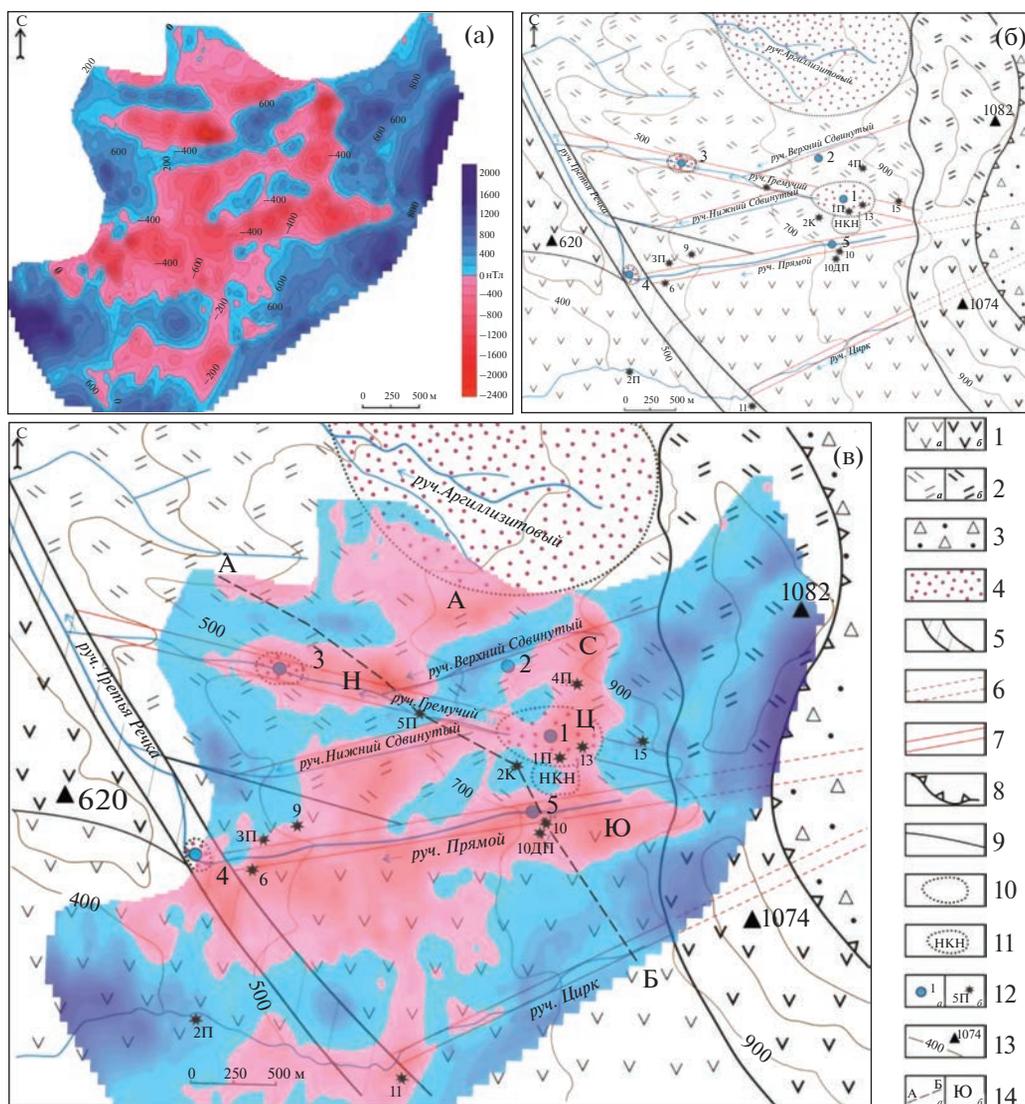


Рис. 2. Магнитное поле Нижне-Кошелевского геотермального месторождения.

а – карта аномалий магнитного поля ΔT_a ; б – схематическая геологическая карта (составлена с учетом материалов поисково-разведочных работ, по [Писарева, 1987]); в – карта аномалий магнитного поля ΔT_a , наложенная на геологическую основу Нижне-Кошелевского месторождения.

1 – андезиты и андезидациты Западно-Кошелевского вулкана; а – покровная фация, б – экструзивная фация; 2 – дациты и дациандезиты; а – покровная фация, б – экструзивная фация; 3 – кальдерный комплекс пород Центрально-Кошелевского вулкана; 4 – сольфатарные поля, аргиллизированные породы; 5 – зона регионального тектонического нарушения; 6 – радиальные зоны тектонических разрывных нарушений (предполагаемые); 7 – радиальные зоны тектонических разрывных нарушений (отдельные разломы); 8 – границы кальдеры Центрально-Кошелевского вулкана; 9 – литологические границы; 10 – метасоматические границы; 11 – Нижне-Кошелевское Новое термальное поле; 12 – основные разгрузки и источники термальных вод (1 – Нижне-Кошелевские, 2 – Ближние, 3 – Солнечные, 4 – Промежуточные, 5 – разгрузка на руч. Прямой) (а), разведочные скважины (б); 13 – изолинии рельефа и основные вершины; 14 – линия геологического разреза (а) и отрицательные аномалии магнитного поля, пространственно совпадающие с известными или скрытыми геотермальными проявлениями и сольфатарными полями (б); С – Северная, Ц – Центральная, Ю – Южная, А – Аргиллизитовая, Н – Нижняя.

либо к зонам тектонических разрывных нарушений. Локальные отрицательные аномалии ΔT_a в центральной части площади (Ю, Ц, С), по-видимому, обусловлены разгрузкой парогидротерм вблизи дневной поверхности и, соответственно,

выщелачиванием из пород ферромагнитных минералов. Форма, размеры и природа основной Нижне-Кошелевской термоаномалии (Ц, см. рис. 2в) были изучены нами ранее [Нуждаев, Феофилактов, 2013; Рычагов и др., 2018]. Обобщенно

ние имеющихся геолого-геофизических материалов и характер магнитного поля позволяют предполагать, что образование двух других локальных аномалий (Ю и С) также обусловлено современными геотермальными процессами, возможно, скрытой разгрузкой парогидротерм.

Протяженное линейное разрывное тектоническое нарушение, трассируемое руч. Прямой, было выделено Я.Б. Шварцем¹ по материалам аэромагнитных работ. Сопряженная с этим нарушением отрицательная магнитная аномалия интерпретируется выщелачиванием из пород ферромагнитных минералов в процессе палеогидротермальной деятельности: здесь по данным бурения установлены пропилиты и вторичные кварциты в широком интервале глубин [Поздеев, Нажалова, 2008]. Пространственная связь отрицательных магнитных аномалий (Ю и Ц), наличие на дневной поверхности термального источника № 5 и выделенная на этом участке зона интенсивного поглощения сейсмических волн [Рычагов и др., 2018] — все это позволяет предполагать современную геотермальную активность вдоль разлома руч. Прямой. По-видимому, не случайно образование небольшого сольфатарного поля и термального источника № 4 на пересечении тектонического нарушения руч. Прямой с региональным разломом. В аномальном магнитном поле низкими значениями ΔT_a также четко выделяется зона разрывных тектонических нарушений вдоль руч. Гремучий, контролирующая основную термоаномалию, а также небольшое сольфатарное поле с термальным источником Солнечный (№ 3, см. рис. 2в). Связь отрицательных магнитных аномалий с отдельными тектоническими нарушениями (Верхний и Нижний Сдвинутый) на данном уровне исследований можно только предполагать по ряду косвенных признаков — четкой линейной границе магнитных аномалий, приуроченности термального источника № 2.

С целью изучения природы и глубины залегания объектов, продуцирующих аномалии магнитного поля, построен график распределения значений ΔT_a по профилю А–Б, увязанный с геолого-гидрологическим разрезом (рис. 3). На графике видно, что максимумы крупных отрицательных аномалий приурочены к разрывным тектоническим нарушениям. Проверенным годами методом касательных и характерных точек [Соколов, 1956; Гринкевич, 1971] была рассчитана глубина верхней кромки объектов, создавших отрицательные магнитные аномалии: по тектоническому нарушению руч. Гремучий — 100–150 м, руч. Прямой — 150–200 м. На этих глубинах породы интенсивно обводнены, особенно в зонах тек-

тонических нарушений, поскольку в данном интервале разреза располагается граница между туфогенно-осадочными породами паужетской свиты и кровлей субвулканической интрузии диоритовых порфиринов и диоритов [Писарева, 1987].

Паужетское геотермальное месторождение

На основании обобщения материалов нескольких этапов исследований изучено строение магнитного поля Паужетского геотермального месторождения (рис. 4). На карте аномального магнитного поля ΔT_a (см. рис. 4а) наблюдается совершенно другая структура поля, чем на Нижне-Кошелевском месторождении. В целом, выделяются две крупные области: северо-западная и юго-восточная. Северо-западная (СЗ) область характеризуется спокойным слабо отрицательным магнитным полем с интенсивностью аномалий от –400 до 400 нТл; юго-восточная (ЮВ) отличается широким интервалом значений ΔT_a : от –900 до 1100 нТл и дробным характером аномальных участков — выделяется множество мелких изометричных в плане отрицательных аномалий. СЗ и ЮВ области четко разделяются друг от друга полосой, включающей серию мелких отрицательных аномалий высокой интенсивности магнитного поля. Отметим, что эта полоса проходит параллельно дуговой зоне тектонических нарушений, выделяемой на схематической геологической карте (см. рис. 4б), и, по-видимому, может трассировать скрытую разгрузку термальных вод.

СЗ и ЮВ области отличаются геологическим строением территории. СЗ область расположена в поле развития вулканогенно-осадочных пород паужетской свиты и лав дацитового состава и распространяется на структуру Паужетского грабена. Здесь выделяются отдельные крупные экстрезии дацитов (Березовая, по [Белюсов, 1978]) и предполагается наличие на некоторой глубине субвулканических тел среднего-основного состава [Структура ..., 1993; Феофилактов и др., 2020б]. ЮВ область перекрывает, в основном, андезиты и андезибазальты Камбального хребта (породы заключительного магматического этапа формирования этой структуры). По данным бурения разведочных скважин (R-102, R-107 и др.) на этом участке месторождения на небольшой глубине (десятки и первые сотни метров) залегают субпластовые и субвертикальные тела дацитов, риолитов и андезибазальтов. Ранее в районе Восточно-Паужетского термального поля (см. рис. 4б) нами показана возможность внедрения субвулканического тела среднего-основного состава,

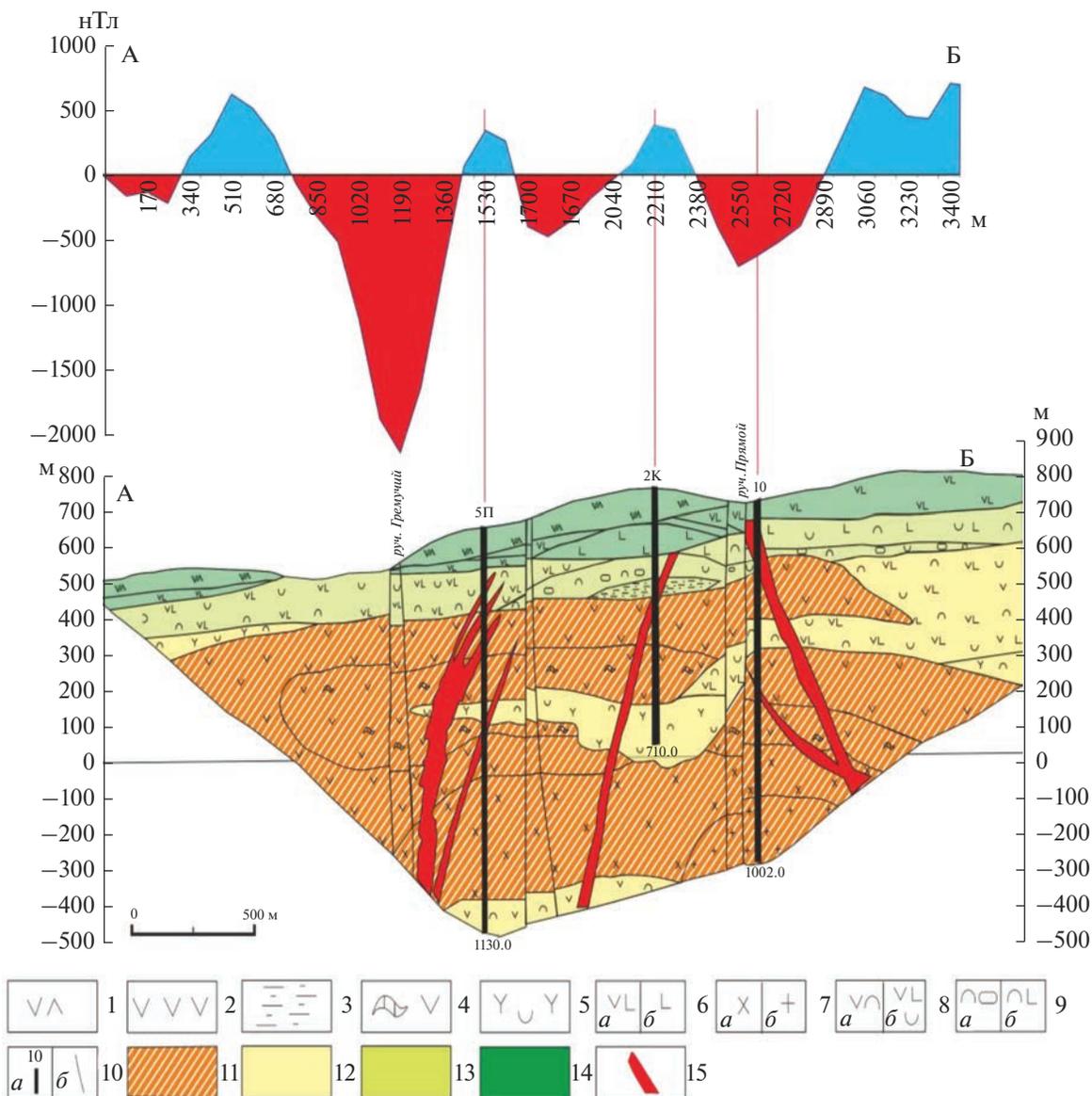


Рис. 3. График распределения значений ΔT_a по профилю А–Б (вверху рисунок), увязанный с геолого-гидрологическим разрезом (составлен М.В. Писаревой по результатам поисково-разведочных работ 1975–1984 гг.).

1 – двупироксеновые андезидациты, участками переходящие в дациты; 2 – андезиты; 3 – аргиллиты; 4 – ксенобрекчии андезитов в крупных субинтрузиях; 5 – туфы смешанного состава; 6 – оливин-клинопироксеновые, оливин-двупироксеновые и пироксеновые андезибазальты (а), базальты и долерито-базальты (б); 7 – пироксеновые и пироксенороговообманковые диоритовые порфириты (а) и диориты (б); 8 – туфы андезитов (а) и андезибазальтов (б); 9 – туфо-конгломераты (а) и туфы базальтов (б); 10 – скважина и ее номер (а) и разломы (б); 11–14 – водоносные комплексы: 11 – крупной нижнечетвертичной субвулканической интрузии, 12 – туфов и лав алнейской серии, 13 – туфов и туфо-конгломератов паужетской свиты, 14 – лав средне-верхнечетвертичной толщи Западно-Кошелевского вулкана; 15 – нижнечетвертичные дайки.

кровля которого залегает на глубине не более 30 м [Феофилактов и др., 2017].

Сопоставление карты аномального магнитного поля ΔT_a с схематической геологической картой Паужетского месторождения (см. рис. 4в) позволяет отметить следующее. Слабо дифференцированное отрицательное магнитное поле СЗ области, вероятно, обусловлено проявлением в

этой части гидротермальной системы разгрузки латерального потока и преобладанием пород кислого состава, содержащих мало ферромагнитных минералов и более подверженных гидротермальным изменениям, по сравнению с андезитами и андезибазальтами Камбального хребта. Характерна приуроченность отрицательных магнитных аномалий к границам или пересечениям кольце-

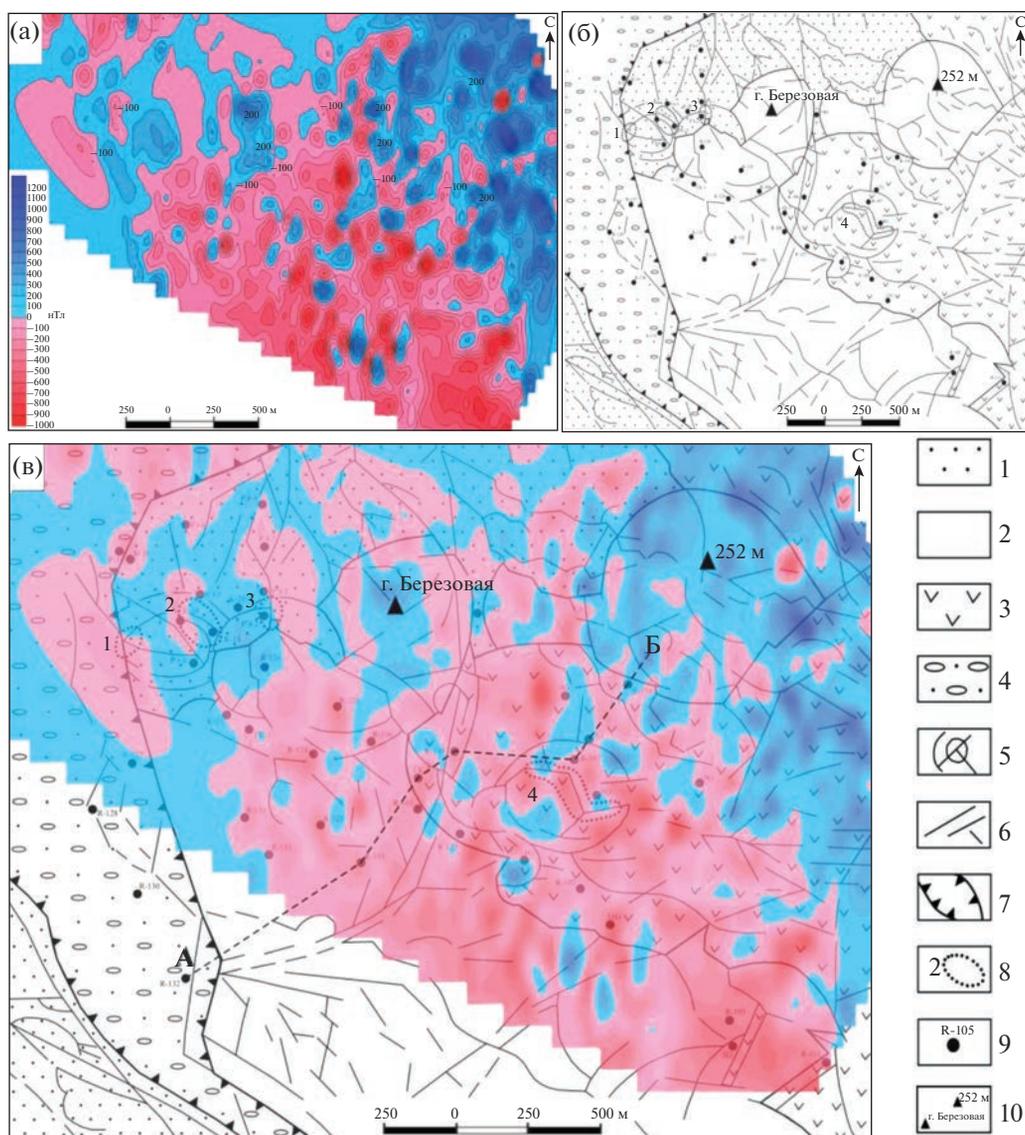


Рис. 4. Магнитное поле Паужетского геотермального месторождения.

а – карта аномального магнитного поля ΔT_a ; б – схематическая геологическая карта (составлена на основании обобщения данных поисково-разведочных работ и тематических научных исследований); в – карта аномального магнитного поля ΔT_a , наложенная на геологическую основу Паужетского месторождения.

1 – туффы и туфы верхнепаужетской подсыты верхний неоген-нижнечетвертичного возраста; 2 – лаво-экструзивный комплекс пород кислого состава среднечетвертичного возраста; 3 – андезиты и андезибазальты среднечетвертичного возраста; 4 – аллювиальные валунно-галечные отложения; 5 – кольцевые тектонические нарушения, оконтуривающие приподнятые блоки пород и контролирующие положение термальных полей; 6 – система линейных тектонических нарушений; 7 – Паужетский грабен верхнечетвертичного возраста; 8 – термальные поля: 1 – Южно-Паужетское, 2 – Верхне-Паужетское, 3 – Нижне-Паужетское, 4 – Восточно-Паужетское; 9 – скважины; 10 – отметки высот. А–Б – линия геологического разреза (см. рис. 5).

вых структур, контролирующих разгрузку восходящих термальных вод или смешанных гидротерм с метеорными водами. В этом плане также обращает на себя внимание экструзия Березовая и борт (тектоническое нарушение сбросового типа) Паужетского грабена. Центральная часть экструзии характеризуется интенсивной анома-

лией положительных значений ΔT_a , а по периферии вмещающей ее субкольцевой структуры располагаются отрицательные аномалии магнитного поля. Такой характер магнитного поля может свидетельствовать об отсутствии гидротермальных изменений пород (дацитов) центральной части экструзии, и в то же время – об интенсивном

изменении ее краевых частей вследствие фильтрации термальных и метеорных вод по зонам тектонических нарушений, выделяемых на схематической геологической карте. Проницаемость борта грабена для восходящих термальных вод отмечалась нами ранее на основании выделения субвертикальных зон поглощения сейсмических волн по данным низкочастотного сейсмического зондирования [Феофилактов и др., 2020б].

ЮВ область магнитного поля характеризуется наличием большого числа локальных изометричной формы отрицательных аномалий ΔT_a , к одной из которых приурочено Восточно-Паужетское термальное поле. Однако в центральной части термального поля выделяется положительная магнитная аномалия со значениями ΔT_a до 505 нТл. Гравимагнитное моделирование позволило определить природу данной положительной магнитной аномалии: на этом участке термального поля среди аргиллизированных андезитов выделен блок уплотненных пород, кровля которого залегает на глубине ≤ 30 м; блок интерпретируется как субвулканическое тело среднего-основного состава [Феофилактов и др., 2017]. Породы таких тел, обладающие кристаллической структурой, менее подвержены гидротермальным изменениям, чем вмещающие их лавы или туфы. Вероятно, с внедрением этого тела может быть связано и образование самого Восточно-Паужетского термального поля. Обширная область отрицательных значений ΔT_a вокруг положительной аномалии может указывать на наличие скрытой разгрузки гидротермальных растворов, приуроченной к эндо-экзоконтактной зоне субвулканического тела. С определенной долей вероятности мы предполагаем, что другие ярко выраженные локальные положительные аномалии ΔT_a в ЮВ области также маркируют субвулканические тела среднего-основного состава.

Помимо отмеченных выше особенностей строения магнитного поля Паужетского геотермального месторождения и объяснения возможной природы выделенных положительных и отрицательных аномалий, необходимо обратить внимание на следующее общее положение. Центральная часть месторождения (геотермальный резервуар, выделенный по результатам эксплуатации месторождения на период до 2006 г.) находится в области пониженных значений магнитного поля² (рис. 5). Отдельные крупные положи-

тельные аномалии поля ΔT_a характеризуют границы тектонических блоков и подтверждают наличие достаточно мощных субвулканических тел. В частности, одно такое тело дацитового состава вскрыто скважиной R-107 на данном геологическом разрезе.

Южная группа термальных полей Камбального вулканического хребта

Первое, что обращает на себя внимание при анализе результатов наземной магнитной съемки на этом участке Камбального хребта (рис. 6), это пониженные значения абсолютного модуля магнитной индукции (T) на исследуемой территории. Среднее значение T составило 50303 нТл, что ниже на 600 нТл, чем для Паужетской гидротермальной системы и на 700 нТл — для Нижне-Кошелёвского геотермального месторождения [Нуждаев, 2017]. Полученные данные свидетельствуют о том, что высокоглиноземистые низкокальциевые толеитовые базальты, а также андезиты и их туфы, которыми сложен Камбальный хребет [Структура ..., 1993], подверглись общему значительному гидротермально-метасоматическому изменению и, соответственно, выщелачиванию из них ферромагнитных минералов. Как мы уже отмечали, термальные поля Камбального хребта расположены в пределах широкой и протяженной полосы окварцованных, опалитизированных и аргиллизированных пород, распространяющихся на значительную глубину.

Эти и магнитометрические данные позволяют говорить о наличии мощного, по-видимому, длительно живущего, конвективного теплового потока в недрах Камбального вулканического хребта.

Также отмечается необычный характер взаимосвязи аномалий магнитного поля и термальных полей южной группы Камбального хребта (см. рис. 6): термальные поля находятся в знакопеременной зоне магнитного поля (ЮКД), на границе между отрицательной и положительной аномалиями (ЮКЦ) или, в основном, в пределах относительно высоких значений ΔT_a (ЮКБ). Таким образом, несмотря на интенсивное изменение горных пород в зонах разгрузки парогидротерм, вплоть до полного их преобразования во вторичные кварциты, опалиты и аргиллизиты [Фролова и др., 2020], породы в современной контуре термального поля могут сохранять относительно высокий уровень остаточной намагниченности. К сожалению, на этот участок Камбального хребта, как и на другие группы термальных полей, отсутствуют подробные геологические данные. Поэтому объяснение отмеченных особенностей

² Асаулова Н.П. Отчет о результатах геологоразведочных работ и опытно-промышленной разработки Паужетского геотермального месторождения за период 1960–2006 гг. Графическое приложение № 3. Территориальный фонд геологической информации по Дальневосточному федеральному округу. Петропавловск-Камчатский, 2006.

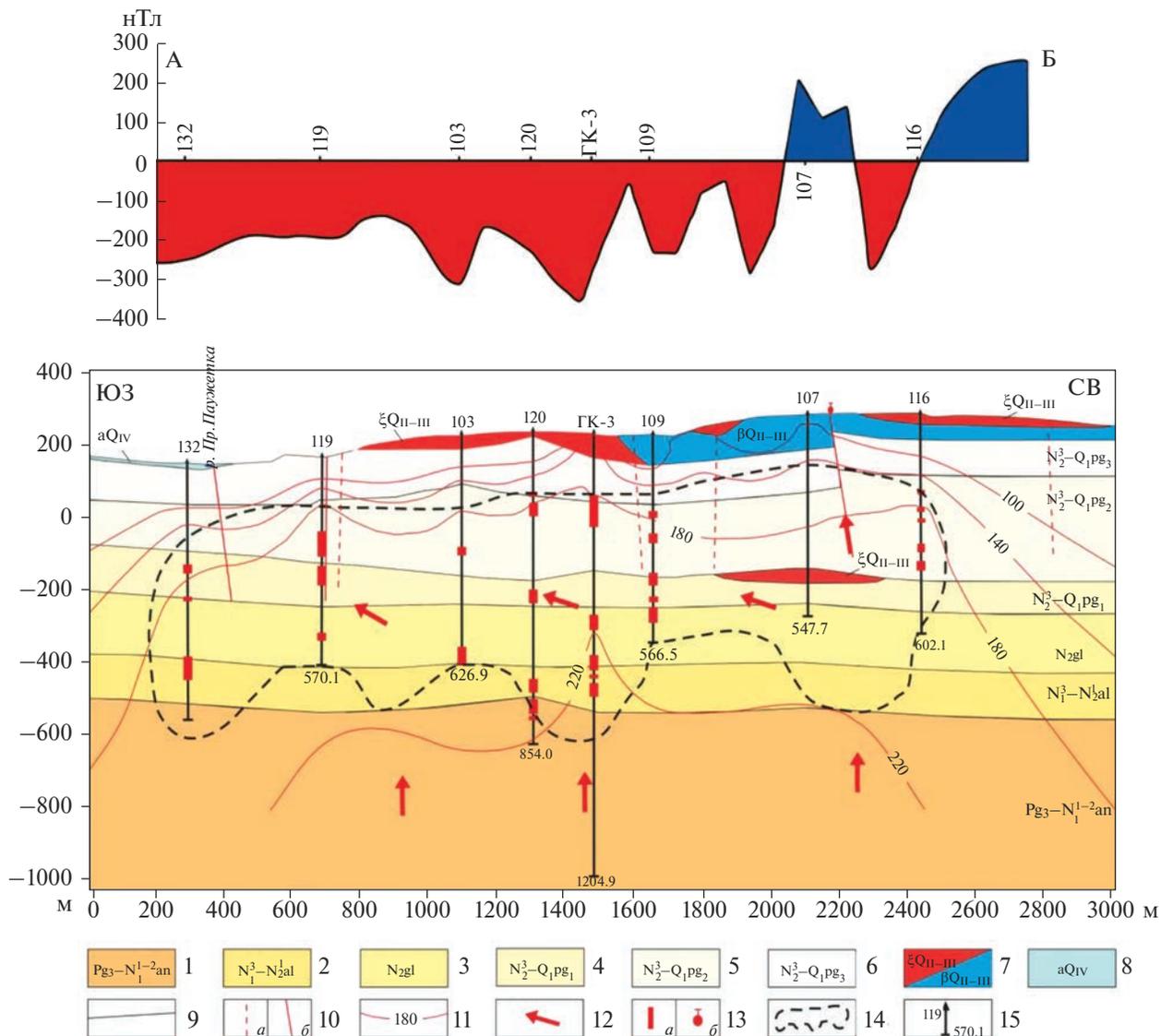


Рис. 5. График распределения значений ΔT_a по профилю А–Б, согласованный с геолого-гидрологическим разрезом Паужетского геотермального месторождения.

1 – относительно водоносный термопроводящий комплекс олигоцен-миоценовых вулканогенно-осадочных отложений анавайской серии ($Pg_3-N_1^{1-2}an$): вулканомиктовые песчаники, гравелиты, алевролиты; 2 – водоносные зоны аллейской серии ($N_1^1-N_2^1al$): агломеративные туфы и туфы основного состава, лавы андезибазальтов; 3 – водоносные зоны голыгинского горизонта (N_2^1gl): спекшиеся туфы дацитового состава; 4 – водоносный горизонт нижнепаужетской подсвиты ($N_2^2-Q_1pg_1$): туфобрекчии, лавы андезитов; 5 – водоносный горизонт среднепаужетской подсвиты ($N_2^3-Q_1pg_2$): псефитовые и псаммитовые туфы, туфобрекчии дацитового состава; 6 – относительно водоупорный горизонт верхнеплиоцен-плейстоценовых вулканогенных, реже вулканогенно-осадочных отложений верхнепаужетской подсвиты ($N_2^3-Q_1pg_3$): алевролиты, пепловые псаммитовые туфы, туффиты; 7 – водоносные зоны средне-верхнеплейстоценовых лаво-экструзивного и лавового комплексов (ξQ_{II-III} ; βQ_{II-III}): дациты, андезидациты, андезиты, андезибазальты, лавобрекчии; 8 – водоносный горизонт голоценовых аллювиальных отложений (aQ_{IV}): валунно-галечные отложения; 9 – границы гидрогеологических подразделений; 10 – водоносные тектонические нарушения: a – предполагаемые, b – установленные; 11 – изотерма ($^{\circ}C$); 12 – направление потоков теплоносителя; 13 – интервал водопритока в скважину (a), Восточно-Паужетское термальное поле (b); 14 – контур геотермального резервуара по результатам моделирования (по состоянию на сентябрь 2006 г.); 15 – скважина на разрезе (цифры: вверху – номер, внизу – глубина, м).

строения магнитного поля по отношению к термопроявлениям можно строить исходя из имеющихся общих геологических и гидрогеологических представлений.

Мы полагаем, что в условиях большой литологической неоднородности и тектонической раздробленности пород Камбального хребта очаги разгрузки парогидротерм могут интенсивно сме-

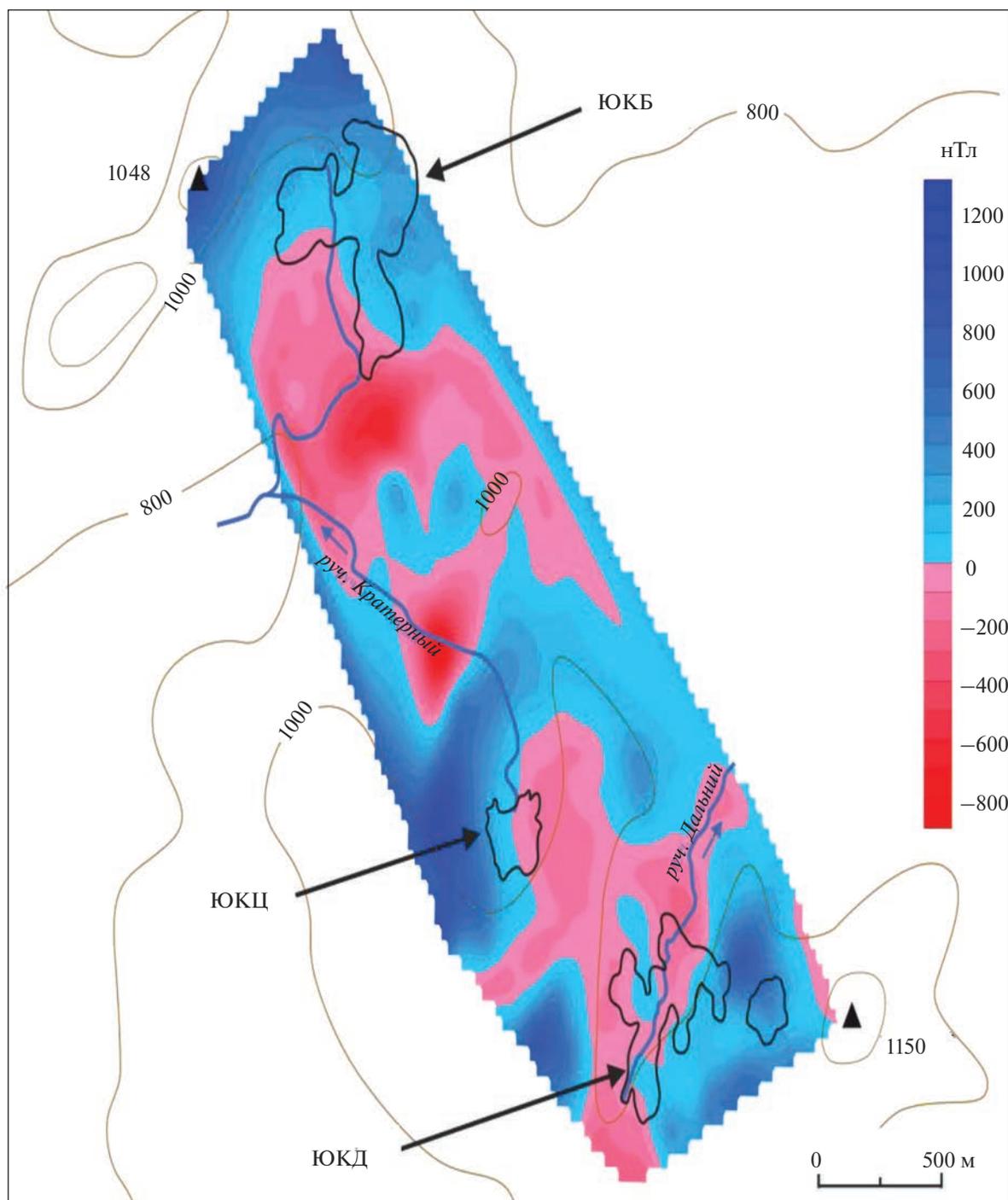


Рис. 6. Карта аномалий магнитного поля ΔT_a для группы Южно-Камбальных термальных полей. Черным контуром показаны границы термальных полей по 20-ти градусной изотерме: ЮКБ – Южно-Камбальное Ближнее, ЮКЦ – Южно-Камбальное Центральное, ЮКД – Южно-Камбальное Дальнее.

щаться в геологическом пространстве, залечивая одни и используя новые трещинные структуры. На положение и строение термальных полей активное влияние также оказывает высокая расчлененность рельефа местности, постоянное изменение вреза местной сети водотоков и, соответ-

ственно, скорости и направления движения грунтовых вод, что отмечалось ранее [Белусов и др., 1976]. Таким образом, наблюдаемые на карте магнитного поля ΔT_a отрицательные аномалии (обычно имеющие близкую к изометричной форму) могут представлять собой расположенные на

некоторой глубине относительно устойчивые во времени очаги разгрузки гидротермальных растворов. А современные термальные поля являются своеобразными индикаторами направления развития и динамики глубинных эндогенных и поверхностных экзогенных процессов. В подтверждение этого тезиса на графиках распределения значений ΔT_a , построенных через отрицательную магнитную аномалию, расположенную между ЮКЦ и ЮКД, определено наклонное положение и глубина залегания (130–150 м от дневной поверхности) верхней кромки аномалообразующего тела. Строение этой отрицательной магнитной аномалии на глубине согласуется с первыми результатами вертикального электрического зондирования района ЮКЦ [Феофилактов и др., 2020a]: здесь в интервале разреза от 10–30 до 300 м выделена обводненная область, по-видимому, аргиллизированных пород; предполагается тепловое питание со стороны ЮКД. Исходя из полученных нами геофизических данных, можно достаточно уверенно говорить о структурной и гидродинамической связи двух термальных полей южной группы Камбального хребта – Центрального и Дальнего.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании многолетних исследований построены карты аномалий магнитного поля ΔT_a для крупных геотермальных систем Паужетского (Паужетско-Камбально-Кошелевского) района – Нижне-Кошелевского и Паужетского геотермальных месторождений и южной группы термальных полей Камбального вулканического хребта. Магнитные поля имеют как общие характеристики, так и индивидуальные особенности для каждого объекта исследований. В целом, необходимо отметить, что образование отрицательных аномалий магнитных полей обусловлено единым гидротермально-метасоматическим процессом, но характеризующимся различными физико-химическими параметрами и протекающим в разных геолого-гидрогеологических структурах.

Крупнейшее на Камчатке и Дальнем Востоке России Нижне-Кошелевское пародоминирующее геотермальное месторождение приурочено к системе линейных тектонических нарушений – радиальных в структуре Кошелевского вулканического массива. Разрывные тектонические нарушения образованы как на палео-, так и современном этапах развития Кошелевской газо-гидротермальной системы [Вакин и др., 1976; Рычагов и др., 2018]. Высокая интенсивность отрицательных магнитных аномалий, трассирую-

щих эти разрывные тектонические нарушения, а также приуроченность к ним сольфатарных полей (аргиллизированных пород) и термальных источников позволяют предполагать, что древние разломы также контролируют современные геотермальные процессы. На основании этих данных выделяется ряд участков на площади месторождения, перспективных для обнаружения геотермального теплоносителя (парогазовой смеси или перегретых термальных вод) на небольшой глубине: в районе разрывного нарушения Верхний Сдвинутый (С), на границе с Аргиллизитовой структурой (А), южнее пересечения разлома руч. Прямой с зоной регионального тектонического нарушения.

Паужетское геотермальное месторождение отличается другим строением аномального магнитного поля ΔT_a : выделяются две крупные области – СЗ и ЮВ. СЗ область характеризуется, в целом, спокойным слабо отрицательным магнитным полем на фоне положительных значений ΔT_a . Такой характер магнитного поля свидетельствует о преобладании в этой части месторождения латерального растекания гидротерм в результате разгрузки термальных вод из верхнего водоносного горизонта. Отдельные относительно крупные по площади, но невысокие по интенсивности отрицательные аномалии приурочены к границам экстрезивных тел и зонам тектонических нарушений и представляют интерес для обнаружения локальных геотермальных резервуаров на небольшой глубине. ЮВ область характеризуется наличием большого числа аномалий ΔT_a высокой интенсивности магнитного поля как отрицательных, так и положительных. Детальное изучение кольцевого тектоно-магматического блока, в центре которого расположено Восточно-Паужетское термальное поле, и анализ материалов глубокого бурения позволяют утверждать, что положительные аномалии высокой интенсивности магнитного поля связаны с неглубоко залегающими (субвулканическими) магматическими телами различного состава (от кислого до среднего), а отрицательные – с зонами разгрузки парогидротерм, приуроченных к апикальным частям субвулканических интрузий. Исходя из анализа магнитометрических и полученных ранее геолого-геохимических данных [Рычагов и др., 2017б], можно предполагать, что на площади ЮВ области месторождения происходит разгрузка термальных вод нижнего водоносного горизонта. Соответственно, отрицательные аномалии высокой интенсивности ΔT_a этой части Паужетского геотермального месторождения могут представлять интерес для обнаружения высокотемпературных термальных вод. Практи-

ческий интерес представляет также крупная дуговая полоса, разделяющая СЗ и ЮВ области магнитного поля, поскольку она, вероятно, трассирует скрытую разгрузку термальных вод.

Южно-Камбальная группа термальных полей характеризуется пониженным модулем магнитной индукции T по сравнению с Паужетским и Нижне-Кошелевским геотермальными месторождениями — на 600 и 700 нТл соответственно. Эти данные свидетельствуют о более интенсивном изменении горных пород Камбального хребта гидротермально-метасоматическими процессами и хорошо согласуются с результатами структурных, петрологических, гидрогеологических и сейсмологических исследований [Белоусов и др., 1976; Долгоживущий центр ..., 1980; Структура ..., 1993; Komzeleva et al., 2021]. Как отмечалось ранее, Камбальный хребет расположен на границе между двумя крупнейшими тектоническими структурами Южной Камчатки (Южно-Камчатским прогибом и Ункановичским горстом) в зоне глубинного тектонического разлома [Апрелков и др., 1979]. Таким образом, можно говорить о наличии в недрах Камбального вулканического хребта долгоживущего, по-видимому, с плиоцен-плейстоцена по голоцен, конвективного теплового потока. Необычный характер взаимосвязи аномалий магнитного поля и термальных полей свидетельствует о высокой динамике теплового потока, тектонической раздробленности пород верхних горизонтов земной коры и проявлении интенсивных гидротермально-метасоматических, а также экзогенных процессов в этом районе. Кроме того, согласование магнитометрических и геоэлектрических данных позволяет сделать вывод о наличии гидродинамической связи Южно-Камбального Центрального и Южно-Камбального Дальнего термальных полей.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают признательность всем участникам структурно-геофизического отряда ИВиС ДВО РАН за содействие в проведении полевых исследований. Мы особо благодарим заведующего геофизической обсерваторией “Паратунка” ИКИР ДВО РАН кандидата физ.-мат. наук С.Ю. Хомутова за возможность использования данных суточных вариаций магнитного поля.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда, проект № 22-27-00019.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аверьев В.В.* Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью // Современный вулканизм. М.: Наука, 1966. С. 118–128.
- Апрелков С.Е., Ежов Б.В., Оточкин В.В., Соколов В.А.* Вулкано-тектоника Южной Камчатки // Бюлл. вулканол. станций. 1979. № 57. С. 72–78.
- Апрелков С.Е., Ольшанская О.Н.* Тектоническое районирование Центральной и Южной Камчатки по геологическим и геофизическим данным // Тихоокеанская геология. 1989. № 1. С. 53–66.
- Апрелков С.Е., Попруженко С.В., Богдан П.С., Касьянюк Е.Е.* Структуры фундамента и локализация вулканизма Южной Камчатки // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск-Камчатский: ИВГиГ ДВО РАН, 2001. С. 35–44.
- Белоусов В.И.* Геология геотермальных полей. М.: Наука, 1978. 176 с.
- Белоусов В.И., Сугробов В.М., Сугрובה Н.Г.* Геологическое строение и гидрогеологические особенности Паужетской гидротермальной системы // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 23–57.
- Вакин Е.А., Декусар З.Б., Серезников А.И., Спиченкова М.В.* Гидротермы Кошелевского вулканического массива // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 58–84.
- Геолого-геофизический атлас Курило-Камчатской островной системы / Отв. ред. К.Ф. Сергеев, М.Л. Красный. Л.: ВСЕГЕИ, 1987. 36 л.
- Гирина О.А., Мельников Д.В., Маневич А.Г., Нуждаев А.А.* Извержение вулкана Камбальный в 2017 г. // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2017. Т. 14. № 2. С. 263–267.
- Гринкевич Г.И.* Магниторазведка. М.: Недра, 1971. 272 с.
- Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.: Наука, 1980. 172 с.
- Зубин М.И.* Геофизические поля и глубинное строение по геофизическим данным // Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.: Наука, 1980. С. 10–19.
- Калачева Е.Г., Рычагов С.Н., Королева Г.П., Нуждаев А.А.* Геохимия парогидротерм Кошелевского вулканического массива (Южная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2016. № 3. С. 41–56.
- Комплексные геофизические исследования геологического строения месторождений термальных вод Камчатки / Отв. ред. В.М. Сугробов. М.: Наука, 1985. 112 с.
- Кононов В.И.* Геохимия термальных вод областей современного вулканизма (рифтовых зон и островных дуг) // Труды ГИН РАН. Вып. 379. М.: Наука, 1983. 184 с.

- Коробов А.Д.* Гидротермальный литогенез в областях наземного вулканизма. Саратов: Изд-во Саратовского ун-та, 2019. 120 с.
- Красный М.Л.* Геофизические поля и глубинное строение Охото-Курильского региона. Владивосток: ДВО РАН, 1990. 162 с.
- Ладыгин В.М., Рычагов С.Н.* Гидротермальная система вулкана Баранского, о-в Итуруп: блоковая структура и интенсивность гидротермально-метасоматического перерождения пород по петрофизическим данным // Вулканология и сейсмология. 1995. № 3. С. 28–44.
- Ладыгин В.М., Рычагов С.Н., Васильева Ю.В., Кривошеева З.А.* Петрофизические свойства пород гидротермальной системы // Структура гидротермальной системы. М.: Наука, 1993. С. 120–148.
- Ладыгин В.М., Фролова Ю.В., Рычагов С.Н.* Преобразование эффузивных пород под воздействием кислотного выщелачивания поверхностными термальными водами (геотермальная система Баранского, о-в Итуруп) // Вулканология и сейсмология. 2014. № 1. С. 20–37.
- Леонов В.Л.* Структурные условия локализации высокотемпературных гидротерм. М.: Наука, 1989. 104 с.
- Молостовский Э.А., Фролов И.Ю.* Петромагнитные свойства метасоматитов // Структура гидротермальной системы. М.: Наука, 1993. С. 148–160.
- Набоко С.И.* Металлоносность современных гидротерм в областях тектоно-магматической активности. М.: Наука, 1980. 198 с.
- Нехорошев А.С.* Гидротермальная деятельность района хребта Камбального на Южной Камчатке // Бюлл. вулканол. станций. 1959. № 28. С. 23–32.
- Нуждаев А.А., Чернов М.С., Феофилактов С.О., Нуждаев И.А.* Нижне-Кошелевское Новое термальное поле: история появления и развитие // Материалы XI Региональной молодежной научной конференции “Исследования в области наук о Земле”, 26 ноября 2013 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2013. С. 111–124.
- Нуждаев И.А.* Уточнение строения геотермальных месторождений Паужетско-Камбально-Кошелевского района на основании магнитометрических исследований // Материалы конференции, посвященной Дню вулканолога: “Вулканизм и связанные с ним процессы”. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2017. С. 185–188.
- Нуждаев И.А., Денисов Д.К., Феофилактов С.О.* Магнитометрические исследования на термальных полях Камбального вулканического хребта (Южная Камчатка) // Материалы конференции, посвященной Дню вулканолога: “Вулканизм и связанные с ним процессы”. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2019. С. 163–166.
- Нуждаев И.А., Феофилактов С.О.* Зимние магнитометрические исследования на Паужетском геотермальном месторождении: методика, краткие результаты // Материалы конференции: “Исследования в области наук о Земле”. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2014. С. 75–84.
- Нуждаев И.А., Феофилактов С.О.* Современное состояние изученности строения центральной части Нижне-Кошелевского геотермального месторождения и результаты магнитной съемки // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. № 2. Вып. 22. С. 231–241.
- Огородова А.С.* Особенности гидротермального процесса в зоне кислотного выщелачивания // Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск: Наука, 1974. С. 173–184.
- Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965. 208 с.
- Писарева М.В.* Зона природного пара Нижнекошелевского геотермального месторождения // Вулканология и сейсмология. 1987. № 2. С. 52–63.
- Поздеев А.И., Нажалова И.Н.* Геология, гидродинамика и нефтегазоносность Кошелевского месторождения парогидротерм // Вулканология и сейсмология. 2008. № 3. С. 32–45.
- Поляк Б.Г., Толстихин И.Н., Якуцени В.П.* Изотопный состав гелия и тепловой поток — геохимический и геофизический аспекты тектогенеза // Геотектоника. 1979. № 5. С. 3–23.
- Ривош Л.А.* Геомагнитная характеристика главных тектонических структур Востока СССР, переходной зоны от Азиатского континента к Тихому океану и абиссального дна последнего // Геология и геофизика. 1964. № 5. С. 38–51.
- Рычагов С.Н., Абкадыров И.Ф., Букатов Ю.Ю. и др.* Геолого-геофизическая модель крупнейшего на Камчатке Нижне-Кошелевского пародоминирующего геотермального месторождения // Докл. РАН. 2018. Т. 482. № 2. С. 183–187.
- Рычагов С.Н., Давлетбаев Р.Г., Ковина О.В.* Гидротермальные глины и пирит геотермальных полей: значение в геохимии современных эндогенных процессов (Южная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2009. № 2. С. 39–56.
- Рычагов С.Н., Кравченко О.В., Нуждаев А.А. и др.* Южно-Камбальное Центральное термальное поле: структурное положение, гидрогеохимические и литологические характеристики // Материалы XXIII ежегодной конференции, посвященной Дню вулканолога: “Вулканизм и связанные с ним процессы”. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2020. С. 198–201.
- Рычагов С.Н., Сандимирова Е.И., Сергеева А.В., Нуждаев И.А.* Состав пепла вулкана Камбальный (извержение 2017 г.) // Вестник КРАУНЦ. Сер. Науки о Земле. 2017а. Вып. 36. № 4. С. 13–27.
- Рычагов С.Н., Сергеева А.В., Чернов М.С.* Минеральные ассоциации основания толщи глин как индикаторы флюидного режима Паужетской гидротермальной системы (Камчатка) // Тихоокеанская геология. 2017б. Т. 36. № 6. С. 90–106.

- Рычагов С.Н., Сандимирова Е.И., Чернов М.С. и др.* Состав, строение и происхождение карбонатных конкреций Южно-Камбального Центрального термального поля (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2021. № 4. С. 45–60.
- Рычагов С.Н., Чернов М.С., Соколов В.Н.* Гидротермальные глины геотермальных полей Южной Камчатки: новый подход и результаты исследований // Геохимия. 2012. № 4. С. 378–392.
- Соколов К.П.* Геологическое истолкование магнито-разведочных данных. М.: Госгеолтехиздат, 1956. 134 с.
- Структура гидротермальной системы. М.: Наука, 1993. 298 с.
- Сугробов В.М.* Геотермальные ресурсы Камчатки, классификация и прогнозная оценка // Изучение и использование геотермальных ресурсов в вулканических областях. М.: Наука, 1979. С. 26–35.
- Сывороткин В.Л.* Современный вулканизм Южной Камчатки и гидротермальный процесс // Структура гидротермальной системы. М.: Наука, 1993. С. 21–47.
- Феофилактов С.О., Нуждаев И.А., Денисов Д.К.* Строение зоны разгрузки парогидротерм Южно-Камбального Центрального термального поля по геофизическим данным (Южная Камчатка) // Материалы XXIII ежегодной конференции, посвященной Дню вулканолога: “Вулканизм и связанные с ним процессы”. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2020а. С. 227–230.
- Феофилактов С.О., Рычагов С.Н., Букатов Ю.Ю. и др.* Строение зоны разгрузки парогидротерм Верхне-Паужетского термального поля // Геология и геофизика. 2020б. Т. 61. № 9. С. 1194–1214.
- Феофилактов С.О., Рычагов С.Н., Букатов Ю.Ю. и др.* Новые данные о строении зоны разгрузки гидротерм в районе Восточно-Паужетского термального поля (Южная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2017. № 5. С. 36–50.
- Феофилактов С.О., Рычагов С.Н., Логинов В.А. и др.* Глубинное строение района Паужетской гидротермальной системы (Южная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2021. № 1. С. 40–56.
- Фирстов П.П., Лобачева М.А.* Волновые возмущения в атмосфере, сопровождавшие извержение вулкана Камбальный (Камчатка) в 2017 г. // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2018. № 2. Вып. 38. С. 45–58.
- Фролова Ю.В., Рычагов С.Н., Чернов М.С. и др.* Инженерно-геологические аспекты изменения вулканогенных пород в зоне кислотного выщелачивания Южно-Камбальных термальных полей (Южная Камчатка) // Инженерная геология. 2020. Т. XV. № 1. С. 36–51.
- Фролова Ю.В., Чернов М.С., Рычагов С.Н.* К вопросу о преобразовании туфов в разрезе Верхне-Паужетского термального поля (Южная Камчатка) // Материалы ежегодной конференции, посвященной Дню вулканолога: “Вулканизм и связанные с ним процессы”. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2016. С. 449–460.
- Фролова Ю.В., Чернов М.С., Рычагов С.Н. и др.* Изменение андезитов Нижне-Кошелевского термального поля в процессе гидротермальной аргиллизации (Южная Камчатка) // Материалы ежегодной конференции, посвященной Дню вулканолога: “Вулканизм и связанные с ним процессы”. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2019. С. 236–239.
- Aboud E., Salem A., Mekkawi M.* Curie depth map for Sinai Peninsula, Egypt deduced from the analysis of magnetic data // Tectonophysics. 2011. V. 506. P. 46–54.
- Ebbing J., Gernigon L., Pascal C. et al.* A discussion of structural and thermal control of magnetic anomalies on the mid-Norwegian margin // Geophysical Prospecting. 2009. V. 57. P. 665–681.
- Glen J., Connard G., Casteel J., Walsh P.* Assessing structural controls on geothermal fluids from a three-dimensional geophysical model of Warner Valley, Oregon USA // Proc. World Geothermal Congress, 19–25 April 2015. Melbourne, Australia. 2015. 13 p.
- Frolova Ju.V., Chernov M.S., Rychagov S.N. et al.* The influence of hydrothermal argillization on the physical and mechanical properties of tuffaceous rocks: a case study from the Upper Pauzhetsky thermal field, Kamchatka // Bull. of Engineering Geology and the Environment. 2020. V. 79. P. 3–20. <https://doi.org/10.1007/s10064-020-02007-2>
- Komzeleva V., Koulakov I., Rychagov S.N. et al.* Sources of the eruption of Kambalny volcano (Southern Kamchatka) in March 2017 inferred from local earthquake tomography // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 2021. V. 420. 107392.
- Low U., Absar A., Duraiswami R., Singh A.* Geophysical exploration of Tural-Rajwadi group of hot springs, West Coast Geothermal Province, Maharashtra, India, and its implications // Geothermics. 2020. V. 88. 13 p.
- Mariita N.O.* Exploration history of Olkaria geothermal field by use of geophysics // Presented at Short Course II on Surface Exploration for Geothermal Resources. 2007. 14 p.
- Okuma S.* Magnetic constraints on the subsurface structure of Akita-Yakeyama volcano, northeast Japan // Earth Planets Space. 1998. V. 50. P. 153–163.
- Soengkono S.* The Relationship between Geological Structures and High Temperature Geothermal Systems in the Eastern Taupo Volcanic Zone (New Zealand) as Seen from High Resolution Airborne Magnetic Data // Proceedings World Geothermal Congress 2015. Melbourne, Australia, 19–25 April 2015. 11 p.
- Soengkono S., Hochstein M.P.* Interpretation of magnetic anomalies over the Reporoa geothermal field, Taupo volcanic zone, New Zealand // Proceedings 18th NZ Geothermal Workshop 1996. P. 243–248.

Peculiarities of the Magnetic Field of Geothermal Systems of the Pauzhetsky Area (South Kamchatka)

I. A. Nuzhdaev^{1, *}, S. N. Rychagov^{1, **}, S. O. Feofilaktov¹, and D. K. Denisov¹

¹*Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, bul'var Piipa, 9, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006 Russia*

**e-mail: van.one.df@mail.ru*

***e-mail: rychn@kscnet.ru*

Based on many years of research, maps of magnetic field anomalies ΔT_a for large geothermal systems of the Pauzhetsky region of South Kamchatka were constructed. Magnetic fields have both general characteristics and individual features for each research object. In the area of Nizhne-Koshelevsky steam-dominated geothermal field identified a system of linear negative magnetic field anomalies, confined to thermal controlling discontinuous tectonic disturbances. Pauzhetsky geothermal field is characterized by a heterogeneous structure of the anomalous magnetic field ΔT_a : NW region is marked by a quiet weakly negative magnetic field, indicating the predominance in this part of the field lateral spreading of hydrotherms from the upper aquifer; SE – a large number of alternating magnetic anomalies of high intensity, confined to subvolcanic bodies of acidic to moderate composition. The South Kambalnaya group of thermal fields is characterized by a lower magnetic induction modulus T as compared to the Pauzhetsky and Lower Koshelevsky geothermal fields, indicating a more intense alteration of the Kambalnaya Ridge rocks by hydrothermal-metasomatic processes, apparently as a result of long-term exposure to convective heat flow.

Keywords: magnetic field, negative and positive anomalies, geothermal systems and fields, thermal fields, geological structure, steam-hydrothermal discharge zones

УДК 551.2+552.11

ВУЛКАНИЗМ НАЧАЛЬНОЙ ФАЗЫ ЗАЛОЖЕНИЯ СЕВЕРНОГО СЕГМЕНТА СУБДУКЦИИ ТИХООКЕАНСКОЙ ПЛИТЫ (ПОЛУОСТРОВ КАМЧАТКА, ХРЕБЕТ КУМРОЧ)

© 2023 г. М. Л. Толстых^{а,*}, А. Д. Бабанский^б, М. Д. Смирнова^б, М. М. Певзнер^с, В. А. Лебедев^б, Ю. О. Ларионова^б, Ю. В. Кущева^с, А. В. Парфенов^б

^аИнститут геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, ул. Косыгина, 19, Москва, 119334 Россия

^бИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия

^сГеологический институт РАН, Пыжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия

*e-mail: mashtol@mail.ru

Поступила в редакцию 28.07.2022 г.

После доработки 20.10.2022 г.

Принята к публикации 23.12.2022 г.

Изучены породы гор Байдара и Сёмкорок, которые расположены на северо-западном фланге хребта Кумроч. Породы представлены Amf-Rх андезибазальтами и андезитами, и характеризуются остро-водужным типом распределения микроэлементов. Некоторые минералогические и геохимические особенности состава изученных лав г. Байдара (низкие содержания K_2O , а также всего спектра РЗЭ, крупноионных элементов, тория и урана) и г. Сёмкорок (низкие содержания легких РЗЭ) принципиально отличают их от пород рядом расположенного позднеплейстоцен-голоценового вулканического массива Шивелуч. Изотопные К-Аг возраста лав: ~0.7 млн лет (Байдара) и ~1.3 млн лет (Сёмкорок) позволяют предполагать, что извержения могли быть связаны с начальной фазой заложения северного сегмента субдукции Тихоокеанской плиты.

Ключевые слова: Камчатка, плейстоцен, андезиты, субдукция

DOI: 10.31857/S0203030623700104, EDN: MNUGBW

ВВЕДЕНИЕ

Считается [Шапино, Ландер, 2003; Шапино, Соловьев, 2009], что современная геометрия зоны субдукции Тихоокеанской плиты обусловлена особенностями дрейфа плиты и последовательным причленением к Камчатке фрагментов Кронцкой палеодуги; при этом наиболее молодой сегмент зоны субдукции, расположенный непосредственно к югу от сочленения Курило-Камчатского и Алеутского желобов, начал закладываться около 2 млн л.н. в результате причленения полуострова Камчатского мыса.

Коллизионные процессы должны были сопровождаться масштабной сейсмикой и заложением новых разломных структур. По мере погружения субдуцирующей плиты создавались условия для магмогенерации, что привело к активизации вулканической деятельности.

Пожалуй, единственной возможностью уточнить параметры и хронологические рамки обсуждаемой серии событий представляется изучение и датирование самых ранних вулканитов четвертичного времени, изливавшихся на северо-восточной

Камчатке. Маркером субдукционного генезиса этих вулканитов могут служить геохимические характеристики пород [Волынец и др., 2000; Наумов, Коваленко, 2010 и др.].

Наиболее крупное поле четвертичных вулканических пород (650 км²) в интересующем нас районе расположено на северо-западных склонах хребта Кумроч. Согласно [Государственная ..., 2006] эти отложения представлены вулканогенными, вулканогенно-осадочными, экструзивными и субвулканическими образованиями, которые слагают сильно разрушенную постройку (или несколько построек), расположенную в истоках рек Лотон, Надгорная, Маимля, Ильчинец и руч. Байдарный (рис. 1а). Главные вершины этого массива – горы Острая (1165 м), Овальная (978 м) и Байдара (821 м) – по-видимому, представляют собой отдельные эруптивные центры большого и сложнопостроенного вулканического массива (см. рис. 1б, 1в). В дальнейшем будем называть этот массив по названию самой высокой вершины – массив г. Острая.

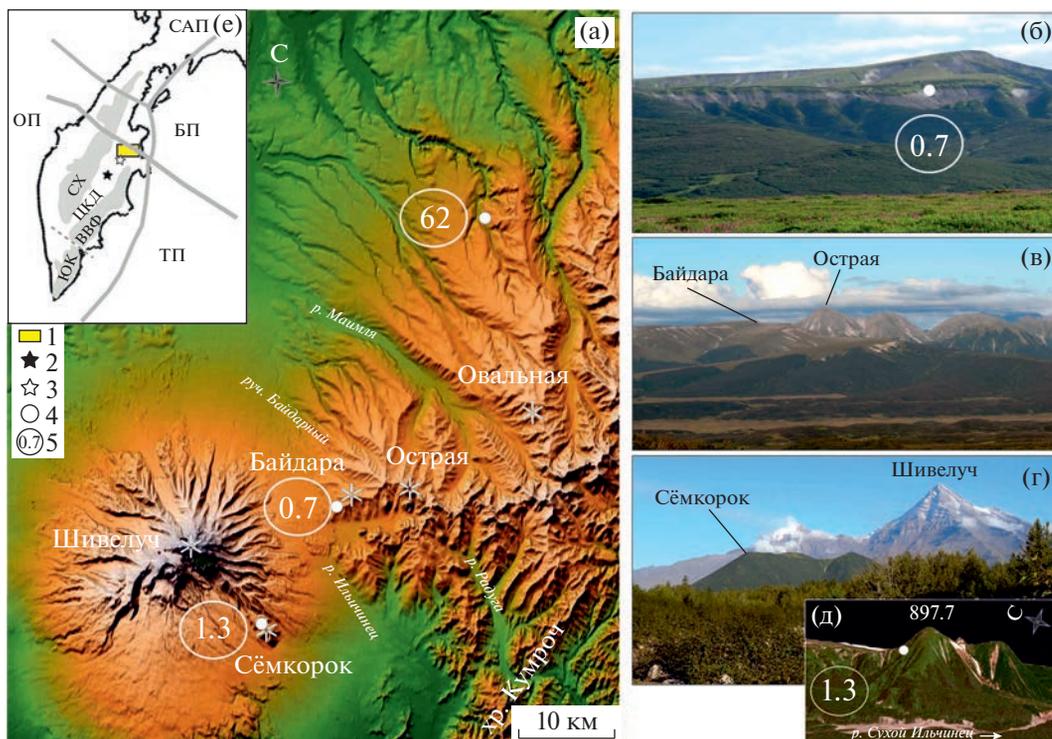


Рис. 1. Район исследований и изучаемые объекты.

а – взаиморасположение изучаемых объектов, топографическая основа Shaded Relief (<http://www.shadedrelief.com>); б, в – г. Байдара, вид с юга и запада соответственно; г – г. Сёмкорок, вид с юго-востока (фото М.М. Певзнер); д – 3D модель г. Сёмкорок, вид с юго-запада; е – тектоническая схема Камчатки на основе [Цуканов, 2016]. Серыми линиями обозначены разломы, маркирующие границы плит и блоков [Fujita et al., 2009].

1 – район исследований, 2, 3 – вулканы Ключевской, Шивелуч, 4 – места отбора геохронологических проб, 5 – округленный изотопный К-Аг возраст (млн лет).

СХ – Срединный хребет, ЦКД – Центральная-Камчатская депрессия, ВВФ – Восточный вулканический фронт, ЮК – Южная Камчатка; литосферные плиты: ТП – Тихоокеанская, БП – Берингийская, ОП – Охотская, САП – Североамериканская.

Массив г. Острая приурочен к району тройного сочленения литосферных плит [Fujita et al., 2009] (см. рис. 1е) и расположен в месте пересечения двух крупных разрывных нарушений: Еловско-Озерновского глубинного разлома, имеющего СВ простирание – этот разлом разделяет структуры хребта Кумроч и Центральной Камчатской депрессии, и системы более поздних глубинных разломов СЗ простирания, входящих в зону Паланско-Командорских поперечных дислокаций [Государственная ..., 2006]. Паланско-Командорская зона могла заложиться вследствие приращения фрагмента Кронцкой палеодуги – полуострова Камчатского мыса [Шапиро, Ландер, 2003; Шапиро, Соловьев, 2009] около 2 млн лет назад. В связи с этим можно предположить, что формирование массива г. Острая может отвечать наиболее ранним проявлениям вулканической активности при заложении новой зоны субдукции на северной Камчатке.

Породы массива г. Острая залегают на поздне-меловых–раннепалеогеновых отложениях ха-

пицкой свиты; возраст свиты был установлен по единичным находкам радиолярий и палеомагнитным данным; изотопные даты, подтверждающие возраст, отсутствуют [Государственная ..., 2006]. Хапицкая свита относится к Ачайвалям-Валагинскому террейну, который является фрагментом аккреционного фундамента Камчатской активной континентальной окраины [Цуканов, 2016].

Недалеко от массива г. Острая мы выявили небольшой выход раннечетвертичных лав – они слагают г. Сёмкорок. Гора Сёмкорок расположена в 20 км к ЮЗ от вершины г. Острая и частично перекрыта позднеплейстоценовыми отложениями вулкана Шивелуч (см. рис. 1а, 1г). Во всех более ранних публикациях Сёмкорок выделен в качестве экстрезивного купола позднеплейстоценового возраста, изотопного датирования не проводилось [Мелекесцев и др., 1991; Gorbach et al, 2013]. На геологической карте Сёмкорок показан как экструзия голоценового возраста [Государственная ..., 1989].

Главная цель наших исследований — установить возраст извержений, а также охарактеризовать особенности химического состава и условия формирования пород массива г. Острая. Для оценки возраста вулканизма мы планировали использовать изотопное К-Аг датирование, поэтому сосредоточили свое внимание на одном из существенно лавовых центров массива г. Острая — на г. Байдара (БДР). Аналогичная работа была выполнена для пород г. Сёмкорок (СМК). Лавы центров БДР и СМК сравнивались с породами начальной фазы деятельности массива Шивелуч (ШИВ).

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Гора Байдара ($56^{\circ}42'6.43''\text{С}$, $161^{\circ}36'30.76''\text{В}$, 821 м) расположена на северо-западном склоне хребта Кумроч и является частью сложноостроенного вулканического массива г. Острая. По данным [Государственная ..., 2006] массив г. Острая сложен преимущественно пирокластическими толщами (пемзовые туфы среднего состава) ильчинецкого комплекса, которые сформировались в эоплейстоцене. Лавы в границах массива встречаются в ограниченном количестве и представлены маломощными (3–4 м) потоками андезитов и андезибазальтов в районе гор Овальная и Байдара. Данные о составе этих пород приводятся только в пояснительной записке к геологической карте; изотопного датирования не проводилось [Государственная ..., 2006].

Постройка г. Байдара в значительной мере разрушена, особенно в южном секторе (см. рис. 1а, 1б). Склоны сильно задернованы. Выходы лав можно опробовать только в привершинной части, представляющей собой выположенную наклонную к северу поверхность (см. рис. 1в). Базовая коллекция собрана нами в обрывах южной части постройки на правобережье р. Ильчинец. Кроме того, опробование проводилось и в северном секторе: в верховьях руч. Байдарный, а также соседнего безымянного ручья.

Гора Сёмкорок ($56^{\circ}34'55.41''\text{С}$, $161^{\circ}28'9.74''\text{В}$, 897.7 м) расположена на ЮВ подножии вулканического массива Шивелуч и состоит из нескольких вершин, поросших кустом (см. рис. 1д). Опробование проводилось нами как на северном склоне главной вершины, так и в седловине между главной (северной) и южной вершинами; породы оказались близки по составу.

Породы массива подстилаются отложениями хапичской свиты мел-палеогенового возраста [Государственная ..., 2006]. Толща пород этой свиты мощностью более 2000 м характеризуется сильной фациальной изменчивостью и представлена переслаиванием туфов, базальтов, кремнистых алевролитов, грубых вулканических брекчий, ту-

фосилицитов, вулканогенных песчаников [Сухов и др., 2016]. Для уточнения изотопного возраста пород фундамента массива г. Острая было изучено скальное обнажение на правом берегу р. Надгорная (см. рис. 1а).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Содержание главных петрогенных и некоторых микроэлементов (V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba, Pb) определялось методом рентген-флуоресцентного анализа (РФА) на вакуумном спектрометре последовательного действия (с дисперсией по длине волны), модель Axios mAX производства компании PANalytical в ЦКП “ИГЕМ-аналитика” ИГЕМ РАН. Погрешности измерения составили 1–5% для элементов с концентрациями более 0.5 мас. % и до 12% для элементов с концентрациями менее 0.5 мас. %.

Также концентрации вышеперечисленных и других микроэлементов определены методом ICP-MS с использованием масс-спектрометра с индуктивно связанной плазмой X-7 (Thermo Elemental, США) в Институте проблем технологии микроэлектроники и особочистых материалов РАН (ИПТМ РАН), аналитик В.К. Карандашев, со стандартной процедурой пробоподготовки [Karandashev et al., 2008]. Качество исполнения анализа контролировалось посредством измерения международных стандартов BHVO-2, BIR-1, AGV-2, GSP-2 и набора российских стандартов в одной серии с образцами. Погрешность анализа для большинства микроэлементов составила порядка 7%.

Изучение изотопного состава Sr и Nd в породах проводилось в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН на многоколлекторном термоионизационном масс-спектрометре “Sector 54” (Micromass, Великобритания).

Правильность результатов измерений изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ контролировалась систематическими измерениями международного стандарта изотопного состава Sr SRM-987 ($0.710246 \pm 20 \sigma_{\text{ед}}$, 37 измерений 2021) и внутрилабораторного образца изотопного состава Nd Nd-IGEM $0.512395 \pm 15, 2\sigma_{\text{ед}}$, 28 измерений 2021), калиброванного относительно международного стандарта LaJolla (соответственно 0.511845 ± 15). Итоговая погрешность определения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ составила $\pm 0.003\%$, (с учетом воспроизводимости по SRM-987, Nd-ИГЕМ, а также международным геологическим стандартам BCR-1, BHVO-2, BIR-1). Погрешность определения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ оценивается в $\pm 0.35\%$ на основании долгосрочных измерений BCR-1. Методика детально изложена в работе [Чернышев и др., 2012].

Определение содержания радиогенного аргона в образцах проводилось в ИГЕМ РАН (г. Бай-

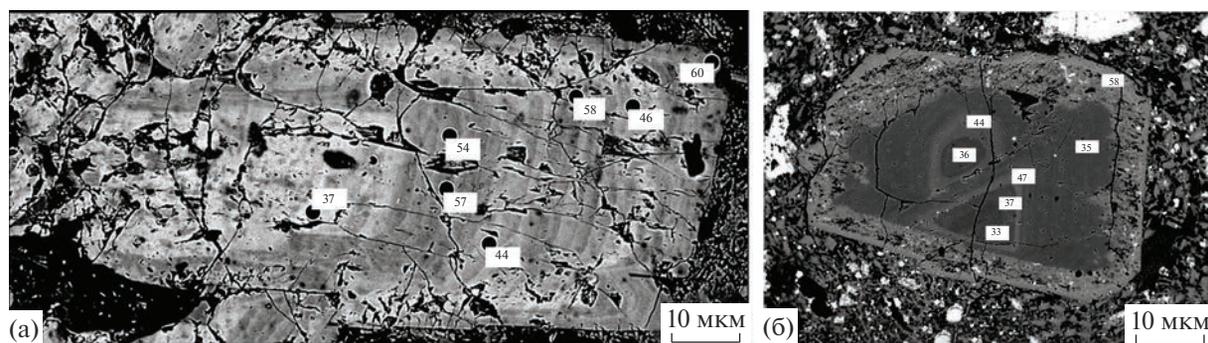


Рис. 2. Вкрапленники плагиоклаза со сложной зональностью в андезитах г. Байдара (а) и г. Сёмкорок (б). Цифрами обозначен процент анортитового компонента в плагиоклазе различных зон. Изображения получены на микроанализаторе JEOL JXA 8200.

дара, г. Сёмкорок) и в ГИН РАН (р. Надгорная) на масс-спектрометрических комплексах МИ-1201 ИГ методом изотопного разбавления с применением в качестве трассера ^{38}Ag . Концентрация калия измерялась методом пламенной спектрофотометрии [Лебедев и др., 2010]. Для расчета возраста использовались константы $\lambda_e = 0.581 \times 10^{-10} \text{ год}^{-1}$; $\lambda\beta = 4.962 \times 10^{-10} \text{ год}^{-1}$; $^{40}\text{K}/\text{K} = 1.167 \times 10^{-4}$ [Staiger, Jager, 1977].

Микрозондовые анализы и микрофотографии минералов делались в лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии МГУ на сканирующем электронном микроскопе Jeol JSM-6480LV с вольфрамовым термоэмиссионным катодом, оснащенный энергодисперсионным спектрометром INCA X-Maxn (Великобритания), со стандартными параметрами съемки 30 нА, 15 кВ, по площадке $3 \times 3 \text{ мкм}$ для минералов, а также в ЦКП “ИГЕМ-Аналитика” на рентгено-спектральном анализаторе Jeol JXA 8200 (Япония) при параметрах 30 нА, 15 кВ.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Минералогия и петрография пород

Породы БДР и СМК представлены плагиоклаз-амфибол-пироксеновыми андезибазальтами и андезитами с порфировой структурой. Для них характерны частично раскристаллизованная основная масса и разноразмерные субидiomорфные вкрапленники плагиоклаза, амфибола, пироксена. При этом лавы двух центров имеют и заметные различия.

Гора Байдара. Вкрапленники составляют не менее 40% объема породы, среди них преобладают плагиоклаз (55–65% всех вкрапленников) и амфибол (35–45%), существенно реже встречаются пироксены (до 15%).

Плагиоклазы — доминирующая минеральная фаза как вкрапленников разной размерности, так

и микролитов. Зерна плагиоклаза обычно субидiomорфные и, реже, идиоморфные. Размеры вкрапленников варьируют от 2 до 0.02 мм (с преобладанием среднеразмерных зерен длиной около 0.5 мм), встречаются сростки кристаллов. Для вкрапленников характерны тонкая рекуррентная зональность и следы резорбции в промежуточных зонах (рис. 2), составы зон варьируют от андезина до битовнита, An 44–71 (табл. 1, см. рис. 2). Особенностью этих плагиоклазов является заметное обогащение FeO (0.4–1.0 мас. %).

Амфиболы — вторая по распространенности фаза вкрапленников. Вкрапленники амфибола обычно идиоморфны, размеры варьируют от 1.5 до 0.01 мм, зональность, как прямая, так и обратная, встречается редко. Практически все зерна амфиболов очень сильно опацитизированы; опацитовая кайма представлена агрегатом пироксена, плагиоклаза и титано-магнетита (рис. 3а). Составы амфиболов приведены в табл. 2.

Пироксены представлены редкими призматическими вкрапленниками длиной до 0.5 мм или кристаллическими включениями в плагиоклазе и амфиболе, а также являются одной из фаз опацитовых кайм по амфиболу. При этом состав как клино-, так и ортопироксенов довольно стабилен: это, соответственно, энстатит или авгит-диопсид (табл. 3) со сравнительно низкими содержаниями титана.

В качестве акцессорных минералов в породах БДР встречаются окислы — титано-магнетит, магнетит, ильменит.

Основная масса пород сложена микролитами плагиоклаза, клино- и ортопироксена, реже — амфибола, многочисленными зернами титаномагнетита и девитрифицированным стеклом.

Единичные проанализированные расплавные включения в плагиоклазах содержат чистое стек-

Таблица 1. Представительные составы полевых шпатов (в мас. %) в породах гор Байдара (1–3) и Сёмкорок (4–10)

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	56.84	49.41	53.81	59.2	52.0	60.5	54.2	62.0	64.1	49.9
Al ₂ O ₃	27.04	31.7	28.71	25.6	30.0	24.5	28.7	23.0	21.1	30.9
FeO	0.38	0.79	1.01	0.1	0.4	0.1	0.5	0.7	1.0	0.5
CaO	9.17	14.6	11.1	8.3	13.9	6.8	12.3	5.3	7.1	15.3
Na ₂ O	6.43	3.2	4.95	6.9	3.1	7.6	4.4	7.8	3.8	3.0
K ₂ O	0.19	0.15	0.31	0.2	0.6	0.2	0.4	1.2	2.7	0.3
Сумма	100.1	99.9	99.9	100.4	100.1	99.8	100.5	100.0	100.0	100.0
An	44	71	54	39	69	33	59	26	41	73
Ab	55	28	44	60	28	66	39	68	40	26
Ort	1	1	2	1	3	1	2	7	19	1

Примечание. 1–3 – вкрапленники плагиоклаза; 4, 6 – ядра; 5, 7 – каймы крупных вкрапленников; 8 – реликт зерна плагиоклаза; 9 – среднеразмерный вкрапленник ортоклаза; 10 – микролит плагиоклаза.

ло, пузырек малоплотной газовой фазы и минеральную кайму, составляющую, по визуальным оценкам, около 10 об. % включения. Состав стекла после добавления 10% плагиоклаза-хозяина соответствует дациту (содержания в мас. %): SiO₂ 71–72, Al₂O₃ 11–12, FeO 1.7, CaO 1.6,

Na₂O 3–4, K₂O 3–4. Пониженные суммы микрозондового анализа позволяет предполагать, что расплав мог содержать около 5 мас. % воды.

В изученных образцах встречены ксенолиты кварц-амфиболовых мелкозернистых пород с полосчатой текстурой. Размеры ксенолитов разно-

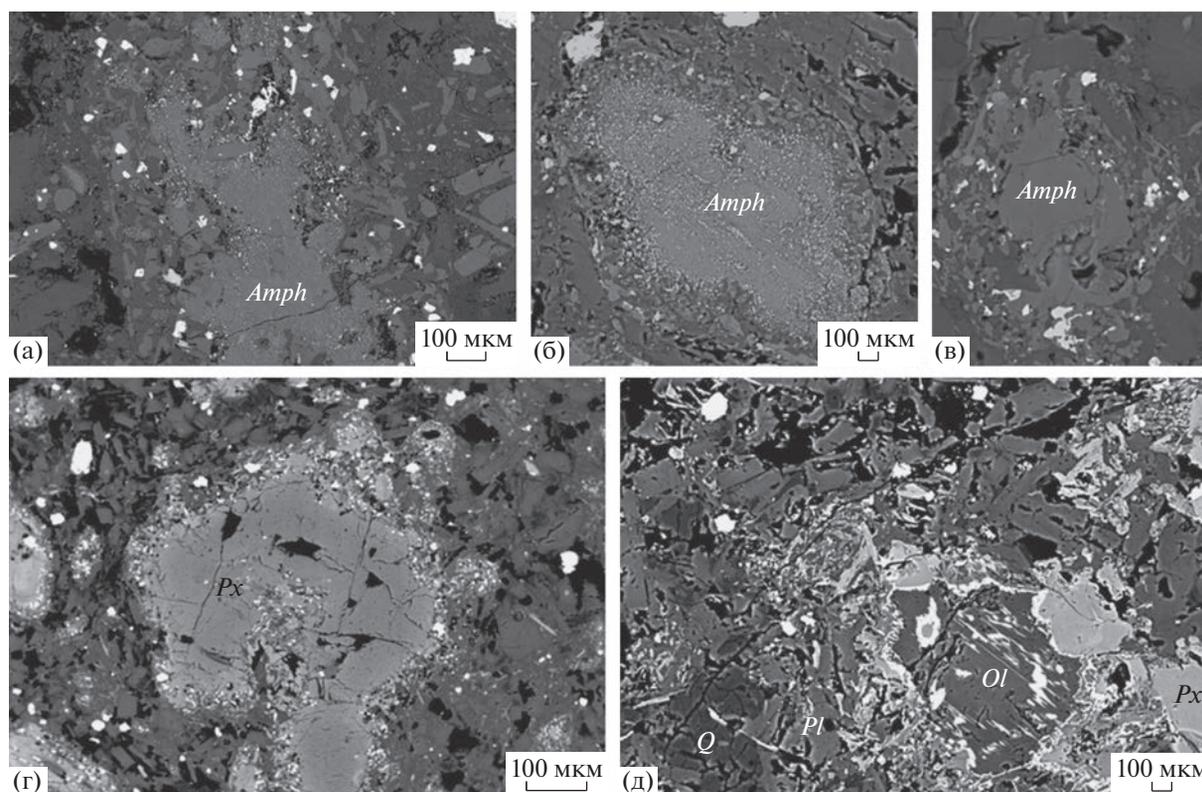


Рис. 3. Темноцветные минералы и реакционные структуры по темноцветным минералам в лавах гор Байдара (а) и Сёмкорок (б–д).

Amph – амфибол, *Px* – пироксен, *Ol* – оливин, *Q* – кварц, *Pl* – плагиоклаз.

Таблица 2. Представительные анализы амфиболов и биотита (в мас. %) в лавах гор Байдара (1–3) и Сёмкорок (4–10)

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	46.3	40.9	40.8	46.0	45.2	44.2	44.7	45.2	49.0	38.1
TiO ₂	1.91	1.88	1.57	1.67	1.91	2.37	0.67	2.03	0.93	2.80
Al ₂ O ₃	8.87	14.7	12.8	13.3	11.3	11.1	8.28	11.2	9.08	15.2
FeO	14.1	15.2	20.7	14.25	10.8	13.5	16.3	10.7	11.5	15.6
MnO	0.47	0.17	0.42	0.23	0.19	0.27	0.62	0.15	0.35	0.17
MgO	14.5	11.9	8.6	12.1	15.8	12.9	12.7	16.4	13.8	14.1
CaO	10.9	11.7	11.3	9.51	11.7	11.5	14.4	11.5	10.6	0.01
Na ₂ O	2.31	2.69	2.31	2.64	2.59	2.10	1.69	2.61	3.16	0.93
K ₂ O	0.23	0.42	0.62	0.23	0.37	0.83	0.08	0.37	1.20	8.94
Сумма	99.7	99.6	99.3	99.99	99.82	97.83	99.38	100.0	99.74	95.8

Примечание. 1–3 – вкрапленники амфибола; 4, 6 – ядра; 5, 7 – каймы вкрапленников амфибола; 8 – микролит амфибола; 9 – реликт зерна амфибола; 10 – реликт зерна биотита.

Таблица 3. Представительные анализы пироксенов (в мас. %) в лавах гор Байдара (1–4) и Сёмкорок (5–9)

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	50.7	51.6	55.0	52.2	52.5	54.1	52.7	54.0	53.3
TiO ₂	1.1	0.5	0.2	0.2	0.0	0.0	0.1	0.2	0.2
Al ₂ O ₃	3.2	2.5	0.8	0.9	5.7	6.1	2.4	2.0	2.0
FeO	7.7	9.3	13.2	22.9	13.2	11.7	8.3	4.7	4.5
MnO	0.3	0.4	0.6	1.4	0.3	0.2	0.5	0.2	0.2
MgO	15.3	15.5	28.8	21.4	27.6	27.1	12.1	17.6	17.1
CaO	21.4	20.1	1.5	1.0	0.7	1.0	23.7	21.4	21.6
Сумма	100.1	100.1	100.1	99.9	100.0	100.5	100.6	100.3	100.0
Fs	12	15	20	37	21	19	14	7	7
En	44	44	77	61	78	79	36	49	49
Di	44	41	3	2	1	2	50	43	44

Примечание. 1–4 – вкрапленники пироксенов в лавах; 5, 8 – ядра; 6, 9 – каймы вкрапленников пироксена; 7 – пироксен каймы разложения вокруг зерна оливина. Fs, En, Di – ферросилит, энстатит, диопсид.

образны, от десятков миллиметров до первых сантиметров. Ксенолиты окружены каймой из плагиоклаза и пироксена того же состава, что и вкрапленники.

Гора Сёмкорок. Вкрапленники составляют не более 30% объема породы, среди них преобладают темноцветные минералы (пироксен и амфибол), которые в сумме составляют до 60% всех

вкрапленников); плагиоклаз распространен меньше (30%), изредка встречается оливин. Основная масса сложена плагиоклазом, реже – амфиболом, пироксеном, иногда кварцем и ортоклазом. Все темноцветные минералы вкрапленников окружены широкими реакционными каймами, а также содержат большое количество включений рудной фазы (см. рис. 3б, 3в).

Таблица 4. Составы оливина и минералов реакционных кайм (в мас. %) в лавах горы Сёмкорок

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	41.9	41.6	41.2	38.9	53.3	52.5	48.3	38.1	54.4
TiO ₂	0.01	0.00	0.03	0.00	0.21	0.02	0.76	2.80	0.02
Al ₂ O ₃	0.00	0.02	0.00	0.13	1.98	5.67	4.99	15.16	28.6
FeO	6.50	8.62	11.0	37.2	4.50	13.2	6.37	15.6	0.44
MnO	0.26	0.30	0.24	0.28	0.15	0.28	0.22	0.17	0.01
MgO	51.3	49.5	47.9	22.3	17.1	27.6	13.4	14.1	0.04
CaO	0.09	0.11	0.09	0.26	21.6	0.68	17.8	0.01	12.1
Na ₂ O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.34	0.01	1.15	0.93	4.70
K ₂ O	—	—	—	—	0.73	—	0.23	8.94	0.25
Сумма	100.0	100.2	100.5	99.1	100.0	99.9	93.3	95.8	100.6

Примечание. 1–3 – магнезиальные оливины с признаками разложения; 4 – железистый оливин ориентированных вростков в магнезиальной матрице; 5–9 – минералы реакционных кайм по оливину: клино- и ортопироксен, амфибол, биотит и плагиоклаз соответственно.

Плагиоклаз встречается в виде крупных зональных вкрапленников (до 3–4 мм), микро-вкрапленников (до 0.05 мм), микролитов основной массы и фаз реакционных кайм по темноцветным минералам. Крупные зерна иногда имеют несколько “ядер” (см. рис. 2), объединенных общей каймой. Большинство крупных зерен плагиоклаза сильно резорбированы в промежуточных зонах. Как правило, центральные части вкрапленников сложены кислым андезитом An 33 (см. табл. 1), а во внешних каймах, сформированных после зоны резорбции, фиксируется гораздо более основной плагиоклаз (An 59–69). Микро-вкрапленники, микролиты и зерна реакционных кайм также имеют лабрадор-битовниковый состав. Отличительная особенность плагиоклаза этих пород – очень высокие содержания SiO₂ – до 65 мас. %, низкие концентрации железа (около 0.2 мас. %) и чрезвычайно широкий диапазон ортоклазового компонента (см. табл. 1, 4), вплоть до единичных находок калиевого полевого шпата.

Амфибол встречается в виде вкрапленников размером до 1 мм. Его зерна очень часто оторочены широкой опацитовой каймой пироксен-магнетит-плагиоклазового агрегата или выглядят как реликты с отсутствующими ядрами кристаллов, также замещенными поликристаллическими аг-

регатами (см. рис. 3б, 3в). Обычно зерна демонстрируют обратную зональность (см. табл. 2, 4), причем каймы обогащены не только магнием (MgO – 11–16 мас. % в ядрах и каймах зерен соответственно), но и кальцием (CaO – 9 и 14 мас. % в ядрах и каймах зерен соответственно).

Пироксены встречаются как в виде самостоятельных вкрапленников (до 1–2 мм), часто сильно разрушенных, так и в составе поликристаллического агрегата реакционных кайм (см. рис. 3г, 3д), в том числе, вокруг оливина. Так же, как и амфиболы, пироксены содержат россыпи мельчайших кристаллических включений рудной фазы. По составу соответствуют диопсид-авгиту и клиноэнстатиту (см. табл. 3, 4). Характерной для пироксенов СМК особенностью можно считать довольно высокие концентрации Al₂O₃ (5–6 и 2 мас. % для орто- и клинопироксенов соответственно).

Оливины имеют ограниченную распространенность в породе и представлены некрупными (до 0.3 мм) изометричными зернами форстерита со структурами распада (см. рис. 3д) – ориентированными вростками железистого оливина. Зерна окружены широкой реакционной каймой (см. рис. 3д, табл. 4), состоящей из микрозерен пироксенов, амфибола, плагиоклаза и титаномагнетита.

Биотит встречается крайне редко, в виде микровкрапленников или реликтов более крупных

Таблица 5. Содержания макро- и микроэлементов в породах гор Байдара (1–5) и Сёмкорок (6–7)

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7
Обр.	Ш-8/1	Ш-8/2	Ш-8/3	Ш-8/4	Ш-8/5	Sem-02	Sem-05
SiO ₂	58.7	54.9	60.1	59.3	57.47	60.7	59.9
TiO ₂	0.55	0.7	0.54	0.54	0.56	0.62	0.62
Al ₂ O ₃	20.3	19.5	19.39	19.9	21.2	15.46	15.9
Fe ₂ O ₃	6.09	8.54	5.98	6.09	6.14	6.24	6.34
MnO	0.14	0.14	0.13	0.14	0.14	0.13	0.13
MgO	2.22	3.58	2	2.18	2.26	4.94	4.93
CaO	7.26	8.38	6.8	7	7.5	6.87	7.03
Na ₂ O	3.94	3.35	3.91	3.85	3.83	3.65	3.71
K ₂ O	0.63	0.74	0.92	0.81	0.71	1.20	1.20
P ₂ O ₅	0.19	0.19	0.21	0.21	0.19	0.12	0.13
Сумма	100.0	100.0	99.9	99.9	100.0	100.0	100.0
Li	10.8	7.5	11.8	11.3	11.3	12.3	13.5
Be	0.81	0.55	0.69	0.77	0.83	0.96	0.93
Sc	7.80	14.6	10.7	7.90	9.30	27.9	23.12
V	121	163	131	125	122	154	164
Cr	17	27	7	12	13.0	129	108
Co	14	16	12	14.00	12.00	12	14
Ni	8	18	10	10	10	21	15
Cu	49	66	31	45	46	46	38
Zn	64.7	88.2	75.2	76.3	69.1	79.2	69.6
Ga	16.6	20.3	19.1	16.0	18.7	16.6	16.4
As	0.90	1.19	0.84	0.30	2.10	2.49	3.42
Rb	7.50	10.4	14.7	10.40	4.40	18.0	19.8
Sr	766	660	717	738	774	517	521
Y	12.4	11.2	13.8	12.0	12.8	19.7	15.9
Zr	102	76	97	100	105	77	79
Nb	2.10	1.13	1.98	2.10	2.10	1.64	1.62
Mo	1.20	1.77	1.29	1.40	1.10	0.85	1.24
Sn	0.79	1.14	1.10	0.65	0.60	1.04	1.75
Sb	0.21	0.23	0.28	0.15	0.19	0.38	0.33
Cs	0.72	0.33	0.36	0.29	0.81	0.91	0.98
Ba	322	245	320	326	279	371	392
La	5.40	5.09	6.20	5.30	5.30	6.18	6.33
Ce	14.5	12.1	14.5	14.9	14.6	15.5	15.4
Pr	2.00	1.98	2.19	2.00	2.10	2.33	2.20
Nd	9.90	10.3	10.7	9.60	9.90	11.6	10.5
Sm	2.40	2.73	2.58	2.30	2.40	3.24	2.71
Eu	0.76	0.97	0.84	0.76	0.77	0.99	0.89
Gd	2.50	2.59	2.63	2.30	2.40	3.46	2.89
Tb	0.36	0.38	0.38	0.35	0.37	0.53	0.44
Dy	2.10	1.96	2.20	2.10	2.20	3.25	2.73
Ho	0.43	0.37	0.45	0.41	0.45	0.67	0.56
Er	1.30	1.00	1.30	1.20	1.30	2.06	1.74
Tm	0.18	0.14	0.19	0.18	0.18	0.29	0.24
Yb	1.30	0.92	1.27	1.20	1.30	1.98	1.61
Lu	0.19	0.13	0.19	0.18	0.20	0.29	0.26
Hf	2.00	1.44	1.75	1.90	2.00	2.35	2.53
Ta	0.22	0.08	0.13	0.31	0.22	0.12	0.12
W	0.14	0.10	0.10	0.12	0.15	0.10	0.13
Tl	0.11	0.01	0.02	0.02	0.13	0.04	0.20
Pb	5.50	2.61	5.03	4.60	5.40	5.84	6.57
Th	0.47	0.26	0.47	0.44	0.46	1.14	1.18
U	0.33	0.22	0.32	0.32	0.29	0.64	0.72

Примечание. Содержания макроэлементов приведены в мас. %, микроэлементов – в ppm.

Таблица 6. Изотопный состав лав горы Байдара и Сёмкорок

Образец	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	ϵ_{Nd}
Ш-8/1	0.703314	0.000006	0.142	0.513090	0.000007	+8.8
Ш-8/3	0.703318	0.000006	0.142	0.513122	0.000007	+9.4
Ш-8/5	0.703325	0.000006	0.137	0.513082	0.000007	+8.7
SEM-2	0.703397	0.000005	0.163	0.513099	0.000008	+9.0
SEM-5	0.703375	0.000006	0.154	0.513120	0.000008	+9.4

Таблица 7. Результаты определения изотопного K-Ar возраста пород

Объект	Координаты, с.ш., в.д.	№ лаб.	№ авт.	Калий, % $\pm \sigma$	$^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$ (нг/г) $\pm \sigma$	$^{40}\text{Ar}_{\text{возд}}$ (%) в обр.	Возраст $\pm 2\sigma$
Байдара	56°34'32.7" 161°35'29.5"	16688	Ш-8/3	0.99 \pm 0.015	0.049 \pm 0.002	76.8	0.71 \pm 0.05
Сёмкорок	56°34'59.3" 161°27'45.8"	17035	Sem-02	0.870 \pm 0.015	0.077 \pm 0.003	92.9	1.27 \pm 0.10
р. Надгорная	56°56'52.4" 161°49'4.2"	1052	519/1	1.34 \pm 0.020	1.829 \pm 0.05	39.0	61.6 \pm 1.3

Примечание. Датирование проводилось по основной массе пород (БДР, СМК) и по валовой пробе (р. Надгорная).

сильно удлинённых зерен (до 0.5 мм) в пироксеновой кайме (см. табл. 2). Кварц встречается в виде выделений неправильной формы в основной массе или включений в плагиоклазе (см. рис. 3д).

В качестве аксессуарных минералов в породах СМК распространены, в первую очередь, титаномагнетит и ильменит. Также встречаются сравнительно крупные широкопризматические зерна апатита с очень низкими содержаниями хлора и фтора.

Геохимия пород гор Байдара и Сёмкорок

Валовой состав изученных пород – андезиты нормальной щелочности – в целом сходен для обоих центров (табл. 5). При этом по ряду элементов (Al_2O_3 , MgO и K_2O и др.) породы БДР и СМК заметно отличаются.

Для редкоземельного состава андезитов обоих центров характерны низкие концентрации высокозарядных (HFSE) элементов, в первую очередь, ниобия, и чрезвычайно низкие содержания легких редкоземельных элементов (LREE). Кроме того, породы БДР обеднены средними и тяже-

лыми REE ($\Sigma_{\text{Gd-Lu}}$ 5.6 ppm), некоторыми крупноионными элементами (LILE), иттрием, хромом, скандием, торием и ураном; но заметно обогащены стронцием (до 774 ppm). Породы же СМК, напротив, отличаются сравнительным обогащением тяжелыми REE ($\Sigma_{\text{Gd-Lu}}$ 8.3 ppm), а также отсутствием резкого дефицита тория и урана; содержания стронция – до 521 ppm.

Изотопные отношения пород БДР и СМК также демонстрируют некоторые различия: породы СМК относительно обеднены радиогенным стронцием и имеют несколько более высокие отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (табл. 6).

Изотопный возраст пород

Проведенные изотопно-геохронологические исследования позволили установить возраст лав, слагающих горы Байдара и Сёмкорок, а также вулканитов хапицкой свиты (р. Надгорная), подстилающей массив г. Острая (табл. 7).

Установлено, что лавы БДР образовались в начале среднего плейстоцена (~0.7 млн л.н.), а лавы

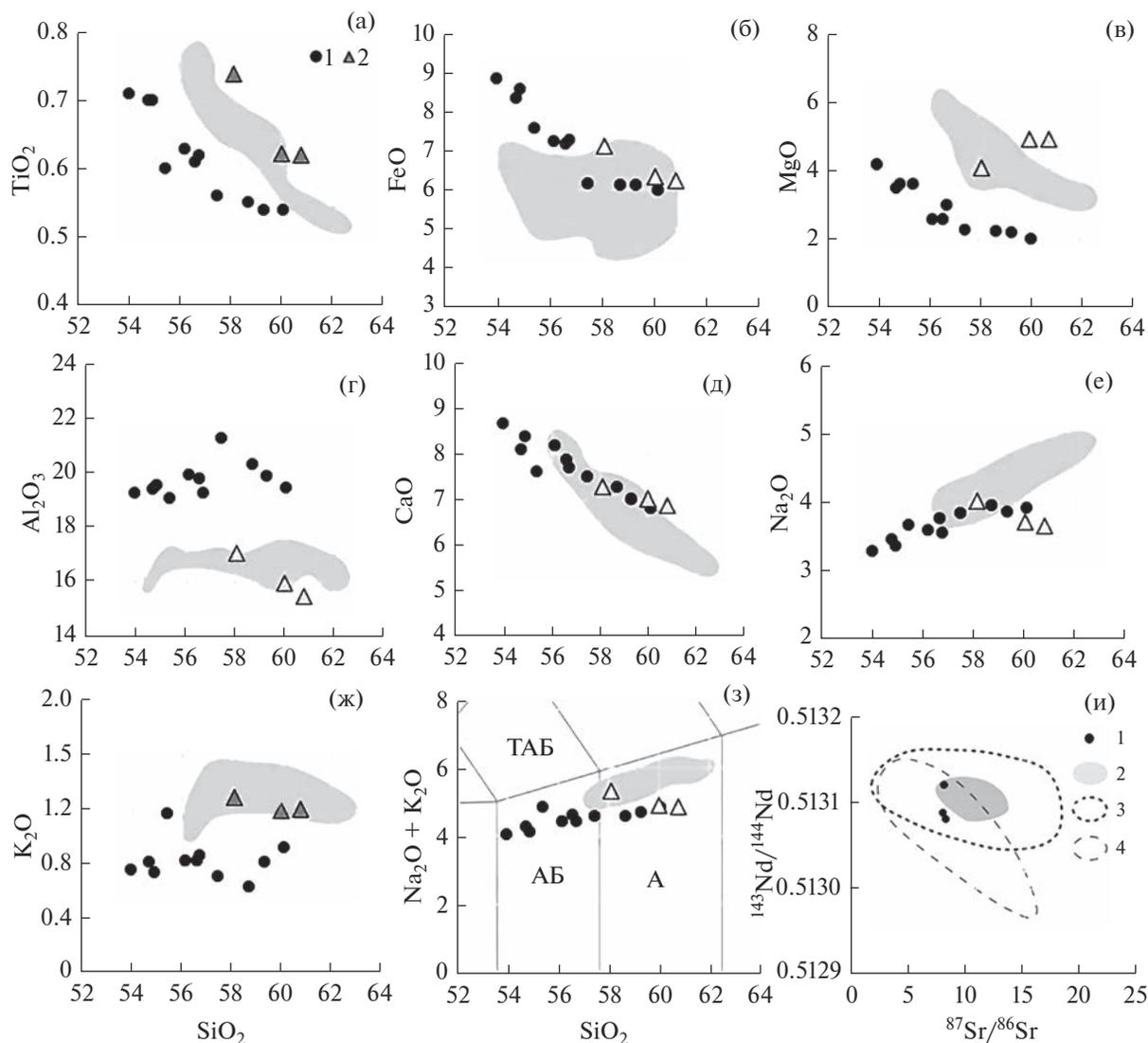


Рис. 4. Вариационные диаграммы для лав гор Байдара и Сёмкорок.

а–ж – бинарные диаграммы Харкера, з – TAS-диаграмма, и – диаграмма $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

(а)–(з) – 1 – породы г. Байдара, 2 – породы г. Сёмкорок, серое поле – породы начальной фазы деятельности массива Шивелуч (НФД) [Горбач, 2013]; (и) – 1 – породы г. Байдара, 2 – породы НФД Шивелуч, 3 – породы ЦКД, 4 – породы ВВФ [Горбач, 2013].

На рис. 4з – дискриминационные линии, по [Le Maitre, 2002]: А – андезиты, АБ – андезибазальты, ТАБ – трахиандезибазальты.

СМК (~1.3 млн л.н.) в раннем плейстоцене (калэбрий).

Для пород на р. Надгорная был установлен раннепалеоценовый возраст (граница датского и зеландского ярусов), что подтверждает K_2 – P_1 возраст отложений хапицкой свиты.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В непосредственной близости от объектов наших исследований расположен крупный вулка-

нический массив Шивелуч (см. рис. 1а). Слагающие его породы хорошо изучены [Горбач, 2011; Мелекесцев и др., 1991; Gorbach et al., 2013; Humphreys et al., 2006; Ponomareva et al., 2015, Толстых и др., 2015 и др.], при этом возраст начала вулканической активности массива остается дискуссионным. По представлениям И.В. Мелекесцева с соавторами [Мелекесцев и др., 1991], Шивелуч образовался около 70–60 тыс. л.н. По нашим данным, его возраст превышает 100–80 тыс. л.н. [Певзнер и др., 2018].

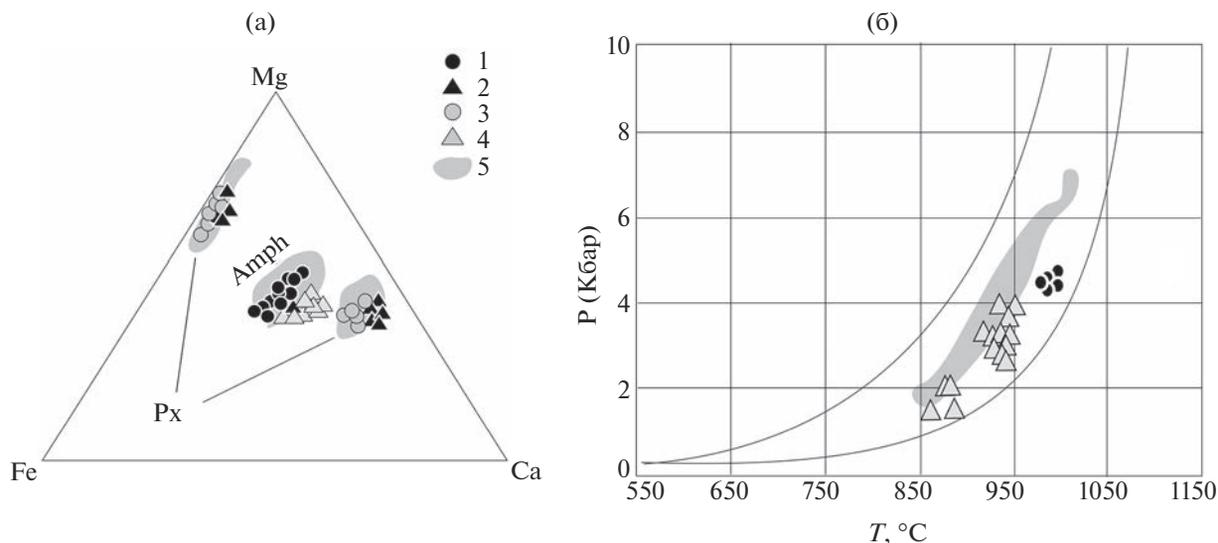


Рис. 5. Минералогические характеристики пород гор Байдара, Сёмкорок и массива Шивелуч.

а – диаграмма Fe–Mg–Ca для темноцветных минералов пород; б – расчетные значения температуры и давления кристаллизации амфиболов согласно мономинеральному амфиболовому геотермобарометру [Ridolfi et al., 2010].

1 – амфиболы БДР, 2 – пироксены БДР, 3 – амфиболы СМК, 4 – пироксены СМК, 5 – темноцветные минералы ШИВ.

По данным [Calkins, 2004], изотопный возраст лав основания Ключевской группы вулканов составляет около 0.3 млн лет. Учитывая СЗ направление миграции Тихоокеанской плиты [Шапино, Ландер, 2003] можно предполагать, что в массиве Шивелуч, расположенном в 80 км к северо-западу от Ключевской сопки, вулканическая активность также началась около 0.3 млн лет назад или даже позже.

По результатам К-Аг датирования лав СМК и БДР было установлено, что в районе исследованного масштабный вулканизм проявлялся гораздо раньше – в среднем и даже раннем плейстоцене. Значительные возрастные интервалы, разделяющие этапы активизации СМК–БДР–ШИВ (1.3–0.7–≤0.3 млн л.н.) свидетельствуют о весьма длительной и многостадийной истории вулканизма на северо-западном фланге хр. Кумроч. Породы всех трех выделенных объектов принципиально схожи и формально могут быть отнесены к одному и тому же петрологическому типу (рис. 4з); однако некоторые минералогические и геохимические особенности пород позволяют предполагать принципиально разные условия их формирования.

Минералогические особенности пород

По содержаниям и составам главных породообразующих минералов (плаггиоклаза, амфибола,

клино- и ортопироксенов) породы всех трех центров достаточно близки, но есть и некоторые различия. Так, амфиболом ШИВ [Толстых и др., 2015; Gorbach et al., 2013] свойственна несколько более высокая магнезиальность по сравнению с амфиболами БДР и СМК (рис. 5а); клинопироксены ШИВ [Толстых и др., 2015; Gorbach et al., 2013] характеризуются более широким диапазоном содержаний CaO, чем клинопироксены БДР и СМК; плаггиоклазы СМК содержат больше щелочного компонента (Ab до 67%, Ort до 4%) и меньшую примесь железа, чем полевые шпаты ШИВ и БДР.

Также в андезитах СМК фиксируются отдельные зерна оливина с признаками твердофазового распада в окружении широкой реакционной каймы пироксен-плаггиоклаз-магнетитового мелкозернистого агрегата (см. рис. 3). К сожалению, составы оливина СМК, представленные в этой работе, не могут корректно характеризовать соотношения элементов в первоначальных минеральных фазах, поскольку, скорее всего, отражают результат сложных процессов низкотемпературного переуравновешивания в условиях резкого изменения параметров среды, в частности, фугитивности кислорода [Волынец и др., 1989; Плечов и др., 2018]. Кроме того, породы СМК, в отличие от прочих объектов исследований, содержат биотит и кварц как среди фенокристов, так и в составе полиминеральных агрегатов.

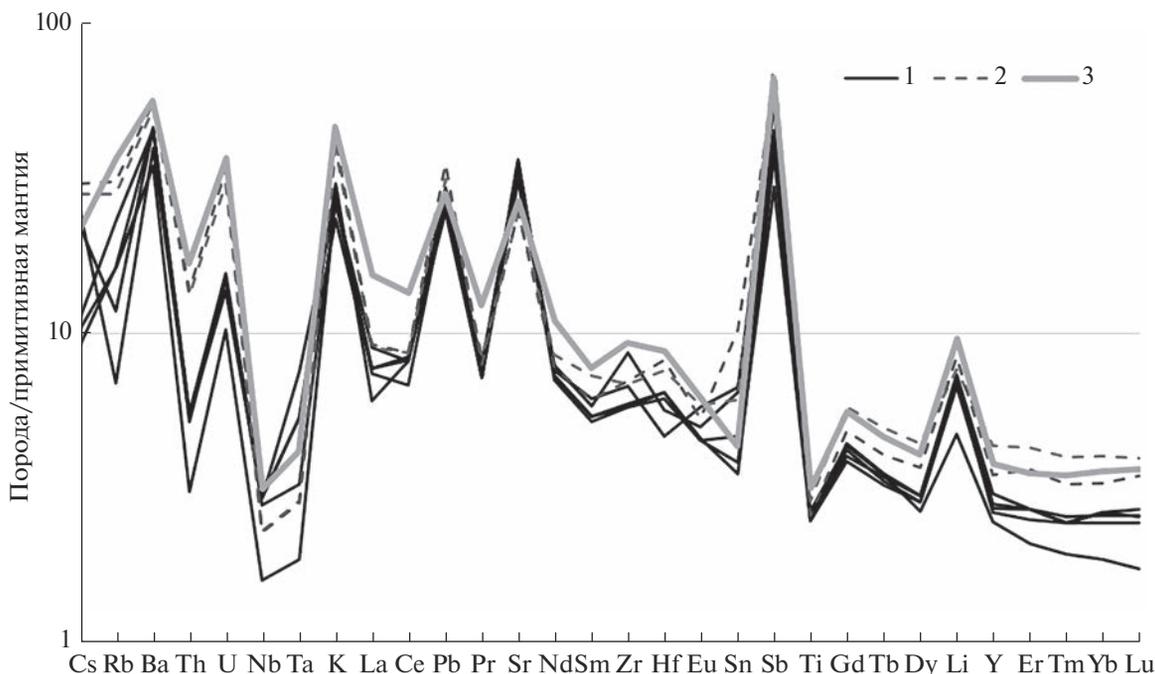


Рис. 6. Спайдер-диаграмма для пород центров Байдара (1), Сёмкорок (2) и начальной фазы деятельности массива Шивелуч (3).

Для пород начальной фазы деятельности массива Шивелуч приведен усредненный состав. Состав примитивной мантии – по [Sun, McDonough, 1989].

Не только минеральный состав, но и морфология вкрапленников СМК отличается от таковой в ШИВ и БДР, для которых характерно достаточно широкое распространение признаков изменения условий кристаллизации в виде зон резорбции и рекуррентной зональности во вкрапленниках плагиоклаза, опацитовых кайм по амфиболу, обилия кристаллических включений и др. Для пород ШИВ эти особенности интерпретировались как свидетельства многостадийной кристаллизации в условиях изменяющихся параметров P - T , fO_2 и водонасыщенности, а также процессов кумуляции и смешения с менее дифференцированными порциями породообразующей магмы [Gorbach et al., 2013]. Вероятно, такие же процессы могут объяснить и сходные морфологические особенности вкрапленников БДР.

По данным термобарогеохимических исследований для андезитов Шивелуча в качестве породообразующего выступает расплав дацитового состава с достаточно высокими концентрациями воды [Толстых и др., 2015]. Согласно единичным данным по расплавленным включениям в плагиоклазах лав г. Байдара, породообразующие расплавы БДР также имели дацитовый состав с относительно высокими концентрациями воды. Следо-

вательно, можно предполагать и базовое сходство породообразующих процессов в этих разновозрастных магматических центрах: относительно малоглубинный коровый очаг (или систему очагов), масштабную кристаллизацию и кумуляцию плагиоклаза, фракционирование амфибола, периодические изменения условий кристаллизации при пополнении очага новыми порциями менее дифференцированных магм.

Стоит отметить, что, согласно мономинеральному геотермометру [Ridolfi et al., 2010] амфиболы ШИВ кристаллизовались в довольно широком диапазоне давлений (2–7 кбар), в отличие от амфиболов БДР, фигуративные точки которых на диаграмме (см. рис. 5б) локализованы в области 4 кбар, что может быть объяснено наличием под вулканом Шивелуч сложной многоуровневой системы промежуточных камер [Горбач, 2013].

Минералогические особенности андезитов СМК могут интерпретироваться как результат смешения контрастных магм (например, сочетание кварца и оливина в одном шлифе), а также неравновесной кристаллизации при этом смешении: широкие зоны резорбции, резкая обратная зональность, характерная как для плагиоклаза, так и для темноцветных минералов, наличие реак-

ционных кайм с преобладанием рудного минерала (см. рис. 3) практически у всех вкрапленников темноцветных минералов. Причем минеральный парагенезис высококремнистой составляющей представлен кислым плагиоклазом, ортоклазом, биотитом, кварцем и, вероятно, амфиболом, в то время как основной расплав, предположительно, содержит оливин и пироксены. Изменение температуры очага при внедрении основного агента смешения могло повлечь за собой выход из зоны стабильности амфибола [Симакин, 2019], который при разложении и дегидратации обеспечивал повышение летучести кислорода в системе. Этим процессом можно объяснить распад оливина [Плечов и др., 2018], а также кристаллизацию большого количества рудной фазы в составе реакционных кайм (см. рис. 3).

Согласно геотермобарометру, все амфиболы СМК кристаллизовались при давлении не более 4 кбар и сравнительно невысоком содержании воды в системе (не более 6%) [Ridolfi et al., 2010], в то время как расчеты для амфиболов БДР и ШИВ показывают более высокие содержания воды (до 9%).

Таким образом, можно констатировать, что породы среднего состава БДР, СМК и ШИВ при формальном сходстве различаются по минералогическому составу и петрографическим особенностям, причем наиболее яркие отличия характерны для пород горы Сёмкорок. Можно предполагать, что ведущим петрогенетическим процессом при формировании пород СМК было смешение контрастных магм в малоглубинной камере. В формировании же пород БДР и ШИВ ведущую роль играет кумуляция плагиоклаза из кислого расплава; процессы смешения, возможно, также имели место, но свидетельства их гораздо менее очевидны.

Итак, гора Сёмкорок по петрологическим характеристикам может рассматриваться как отдельный вулканический центр (или его фрагмент) с особым типом петрогенетических процессов и, возможно, магматических источников. Породы г. Байдара и Шивелуч демонстрируют заметное минералогическое сходство, однако различаются по ряду геохимических критериев.

Геохимические особенности пород

Породы БДР и СМК, так же, как и породы начальной фазы деятельности ШИВ, относятся к андезибазальтам и андезитам (в случае СМК — только андезитам) известково-щелочной серии (см. рис. 4и). При этом, породы ШИВ и СМК при одних и тех же величинах кремнекислотности содержат больше титана, магния, калия и меньше

алюминия, чем породы БДР (см. рис. 4а–4з). Что касается видимых трендов, то они наиболее отчетливо проявляются именно в составах пород БДР. При достаточно широком диапазоне SiO_2 можно отметить падение концентраций TiO_2 , FeO , MgO , CaO с ростом кремнекислотности (см. рис. 4). Содержание глинозема и K_2O практически не коррелирует с ростом SiO_2 , причем обедненность калием выделяет породы БДР на фоне прочих андезитов Камчатки [Иванов, 1989]. Это может свидетельствовать об уникальности магматических источников БДР и, возможно, всего массива горы Острая.

Таким образом, можно констатировать, что породы ШИВ и СМК относятся к существенно магниальной, а БДР — к глиноземистой сериям вулканитов. Различия между породами изученных центров фиксируются и по вариациям содержаний редких элементов (см. табл. 5, рис. 6). Общими для пород БДР, СМК и ШИВ является только типично островодужный спектр распределения редких элементов, выраженный в дефиците тантала и ниобия, обеднении тяжелыми редкоземельными элементами и относительно высоких концентрациях крупноионных элементов [Волынец и др., 2000, Наумов и др., 2020 и др.]. Следовательно, формирование и функционирование магматических систем БДР и СМК связано именно с субдукционными процессами. Возраст наиболее древних вулканитов СМК составляет 1.3 млн лет, и можно констатировать, что уже тогда на северо-востоке Камчатки процесс субдукции получил достаточное развитие, что подтверждает гипотезу заложения северного сегмента субдукционной системы Камчатки [Шапиرو, Ландер, 2003] около 2 млн лет.

Повышенные содержания стронция и пониженные — иттрия, отмеченные в породах БДР ($\text{Sr/Y} = 60\text{--}62$, $\text{Y} = 12\text{--}13$ ppm), позволяют отнести их к адакитам [Castillo, 2012]. Однако существенно более ранние вулканиты СМК адакитовых характеристик не имеют ($\text{Sr/Y} = 25\text{--}30$, $\text{Y} = 16\text{--}20$ ppm). Получается, что в нашем случае адакитовые характеристики не могут выступать в качестве устойчивого маркера “молодой” субдукции [Defant, Drummond, 1990]. По результатам изучения расплавных включений в минералах голоценовых андезитов Шивелуча было высказано предположение о том, что многие адакитовые признаки могут приобретаться магмами в процессе фракционирования амфибола и кумуляции плагиоклаза [Горбач, 2013; Толстых и др., 2017]. Поскольку для пород БДР плагиоклаз является главным породообразующим минералом, а про-

цесс кумуляции вкрапленников – одним из ведущих петрогенетических процессов, то появление адакитовых характеристик у пород горы Байдара может иметь ту же природу, что и у голоценовых андезитов Шивелуча. А вот породы СМК не попадают в поле адакитов, поскольку имеют совершенно иные минеральные соотношения.

На спайдер-диаграммах (см. рис. 6) породы БДР отличаются от СМК и ШИВ низкими концентрациями элементов практически всех групп – LILE, LREE и HREE, а также циркония и гафния, тория и урана, иттрия. Концентрации легких редкоземельных элементов (LILE) в породах БДР заметно ниже, чем в большинстве андезитов Камчатки, составы которых приведены в базе данных Geochemical Rock Database (<https://georoc.eu/georoc/new-start.asp>).

Породы СМК в области LILE и HREE, на спайдер-диаграмме тяготеющие к линии ШИВ (см. рис. 6), в диапазоне La–Sm тем не менее демонстрируют столь же низкие концентрации элементов, как и породы БДР. Можно констатировать, что главное сходство ранне- и среднечетвертичных лав СМК и БДР – это обеднение наиболее некогерентными элементами из группы REE. По всем остальным характеристикам породы БДР не имеют аналогов и представляются уникальными для Камчатки.

Обеднение пород БДР наиболее некогерентными элементами, в частности, LREE, невозможно объяснить процессами фракционирования, поскольку среди как породообразующих, так и аксессуарных минералов известково-щелочных магматических серий нет минералов-концентраторов этих элементов. Следовательно, “деплементированные” магмы БДР (и, частично, СМК) особенностями своего состава обязаны источнику плавления.

Согласно одной из гипотез [Толстых и др., 2022], вышеперечисленные особенности магм БДР могли быть связаны с вовлечением в процесс плавления пород коры, в частности, переотложенного мелкообломочного материала хапицкой свиты, который слагает фундамент массива г. Острая. В разрезах этой свиты, описанных в северо-восточном сегменте хребта Кумроч, в непосредственной близости от массива г. Острая, присутствуют также прослой базальтов и андезитобазальтов [Сухов и др., 2016], сформировавшихся в меловое время. Многие из этих базитов характеризуются чрезвычайно низкими концентрациями калия (менее 0.4 мас. %), а также низкими концентрациями тория, урана и LREE (Σ_{La-Sm} 18–37 ppm, что совпадает с показателями изучаемых

пород (Σ_{La-Sm} 32–34 ppm). Теоретически возможен еще один вариант приобретения таких “эксклюзивных” геохимических характеристик – вовлечение в процесс плавления кумулятивного материала, для которого также характерен дефицит некогерентных элементов. Обе эти версии происхождения супер-обедненных магм БДР предполагают обширное плавление корового вещества. Достаточно низкие давления кристаллизации амфибола (см. рис. 6) подтверждают малоглубинные условия формирования магм БДР и СМК.

Изотопные характеристики стронция и неодима, установленные для пород БДР и СМК (см. табл. 6) по диапазону значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ хорошо согласуются с данными [Gogbach, 2013], характеризующими массив Шивелуч. Поскольку породы БДР характеризуются очень близкими отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ при заметном разбросе $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, их фигуративные точки на вариационной диаграмме (см. рис. 6б) выходят за границы поля пород Шивелуч, оставаясь, однако, в пределах полей пород ЦКД и ВВФ. Показательно, что на графике (см. рис. 6б) очень близко к маркерам БДР располагается точка низкокальцивых базальтов хапицкой свиты [Сухов, 2016], слагающей основание массива г. Острая. Подобные изотопные характеристики могут свидетельствовать о сочетании мантийных и коровых магматических источников.

В настоящий момент мы не располагаем необходимым количеством материала, чтобы делать окончательные выводы об источнике плавления, результатом которого могло стать появление столь специфических расплавов в районе тройного сочленения плит на северо-востоке Камчатки. Пока можно только констатировать, что в этой интереснейшей с точки зрения геодинамики локации, в зоне заложения глубинных разломов регионального масштаба, вулканическая активность дебютировала гораздо раньше, чем предполагалось. Причем особенности процессов магмогенерации для этих ранне- и среднеплейстоценовых вулканических центров существенно отличаются от параметров, характеризующих вулканизм позднеплейстоцен-голоценового массива Шивелуч. Для детализации условий заложения и истории эволюции магматических очагов, с которыми связаны Байдара и Сёмкорок, необходимы масштабные дополнительные исследования, в том числе, сбор более полных коллекций с учетом всех имеющихся данных.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые изучен состав пород и получены данные об изотопном K–Ar возрасте лав, слагающих горы Сёмкорок и Байдара.

1. Установлено, что все изученные породы гор Сёмкорок и Байдара имеют маркеры островодужного вулканизма, а также геохимические и минералогические характеристики, отличающие их от более поздних вулканитов массива Шивелуч. Для пород горы Байдара характерны дефицит R3Э, LILE и HFSE элементов, Th, U. Породы горы Сёмкорок обеднены легкими R3Э, Nb, Tz, Zr, а также имеют неравновесный минералогический комплекс, к которому, в частности, относится ассоциация оливина и кварца, вероятно, явившийся результатом магматического смешения.

2. Установлено, что излияния лав на г. Байдара происходили в среднечетвертичное время, а не в эоплейстоцене, как считалось ранее. Поскольку г. Байдара представляет собой часть крупного вулканического массива г. Острая, то допустимо предполагать, что около 0.7 млн л.н. вулканизм завершился и в пределах всего массива. Данными о времени начала его активизации мы пока не располагаем.

3. Установлено, что г. Сёмкорок представляет собой останец лав, изливавшихся на западном фланге хр. Кумроч в раннечетвертичное время, а не экструзивный купол позднеплейстоцен-голоценового возраста, относящийся к магматической системе массива Шивелуч.

4. Полученные нами данные о возрасте и особенностях состава лав гор Сёмкорок и Байдара, в частности, характеристик, присущих типично островодужным вулканитам, подтверждают гипотезу, выдвинутую в статье [Шапино, Ландер, 2003], согласно которой северный сегмент современной зоны субдукции мог заложиться в результате приращения полуострова Камчатского мыса около 2 млн л.н. Явная приуроченность вулканических центров к пересечению крупных разломных структур может маркировать эпизоды крупных тектонических перестроек в районе тройного сочленения литосферных плит. Дальнейшие исследования раннечетвертичного вулканизма в районе хр. Кумроч помогут точнее оценить возраст начала магмогенерации на северо-восточной Камчатке.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность рецензентам статьи за высказанные замечания, которые позволили улучшить рукопись.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в соответствии с Госзаданиями по теме ГЕОХИ РАН, ИГЕМ РАН (№ FMMN-2021-0003) и ГИН РАН (№ FMMG-2022-0002) и при финансовой поддержке проекта РФФИ № 20-05-00085 (полевые работы, анализ и написание статьи).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Вольнец О.Н., Пономарева В.В., Цюрупа А.А.* Петрологические и тифрохронологические исследования вулкана Крашенинникова на Камчатке // Известия АН СССР. Серия геол. 1989. № 7. С. 15–31.
- Вольнец О.Н., Бабанский А.Д., Гольцман Ю.В.* Изотопные и геохимические вариации в лавах вулканов северной группы (Камчатка) в связи с особенностями субдукции // Геохимия. 2000. № 10. С. 1067–1083.
- Горбач Н.В., Портнягин М.В.* Геологическое строение и петрология лавового комплекса вулкана Молодой Шивелуч, Камчатка // Петрология. 2011. Т. 19. № 2. С. 140–172.
- Горбач Н.В.* Происхождение и эволюция магм вулканического массива Шивелуч (Камчатка) по геологическим и петролого-геохимическим данным / Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Владивосток, 2013. 172 с.
- Государственная геологическая карта России масштаба 1 : 200 000. Серия Восточно-Камчатская. Лист О-57-XXXVI. Объяснительная записка. М., 1989. 85 с.
- Государственная геологическая карта России масштаба 1 : 200 000. Издание 2-е. Серия Восточно-Камчатская. Лист О-57-XXX (сопка Острая). Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2006. 120 с.
- Иванов Б.В.* Андезиты Камчатки. М.: Наука, 2008. 364 с.
- Лебедев В.А., Чернышев И.В., Чугаев А.В. и др.* Геохронология извержений и источники вещества материнских магм вулкана Эльбрус (Большой Кавказ): результаты K–Ar и Sr–Nd–Pb изотопных исследований // Геохимия. 2010. № 1. С. 45–73.
- Леглер В.А.* Развитие Камчатки в кайнозой с точки зрения теории тектоники литосферных плит // Тектоника литосферных плит (источники энергии тектонических процессов и динамика плит). М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1977. С. 137–169.
- Мелекесцев И.В., Вольнец О.Н., Ермаков В.А. и др.* Вулкан Шивелуч // Действующие вулканы Камчатки. Т. 1. М.: Наука, 1991. С. 84–103.
- Наумов В.Б., Коваленко В.И., Дорофеева В.А., Гирнис А.В., Ярмолюк В.В.* Средний состав магматических расплавов главных геодинамических обстановок по данным изучения расплавных включений в минералах и закалочных стеклах пород // Геохимия. 2010. С. 1266–1288.
- Певзнер М.М., Толстых М.Л., Бабанский А.Д.* Вулканический массив Шивелуч, Камчатка: этапы развития магматической системы (результаты геохронологических и термобарогеохимических исследований) // Вулканология и сейсмология. 2018. № 4. С. 15–25. <https://doi.org/10.1134/S0203030618040065>

- Плечов П.Ю., Щербаков В.Д., Некрылов Н.А. Экстремально магнезиальный оливин в магматических породах // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 12. С. 2129–2147.
- Симакин А.Г., Девятова В.Н., Салова Т.П. и др. Экспериментальное исследование кристаллизации амфибола из высокомагнезиального андезитового расплава вулкана Шивелуч // Петрология. 2019. Т. 27. № 5. С. 476–495.
- Сухов А.Н., Цуканов Н.В., Беляцкий Б.В. и др. Вулканические комплексы тыловой части позднемеловой Ачайваям-Валагинской палеодуги в структуре хребта Кумроч (Восточная Камчатка) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2016. № 4. Вып. 32. С. 20–34.
- Толстых М.Л., Наумов В.Б., Ярмолюк В.В. Адакиты и адакитовые расплавы: составы пород, закалочных стекол и включений в минералах // Петрология. 2017. Т. 25. № 3. С. 299–312.
- Толстых М.Л., Певзнер М.М., Наумов В.Б. и др. Типы расплавов, формировавших пирокластические породы различных структурно-возрастных комплексов вулканического массива Шивелуч (Камчатка), по данным изучения включений в минералах // Петрология. 2015. Т. 23. № 5. С. 521–521.
- Толстых М.Л., Смирнова М.Д., Бабанский А.Д. и др. Гора Байдара, первые данные: возраст и геохимические особенности пород // Вулканизм и связанные с ним процессы. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2022. С. 80–83.
- Цуканов Н.В. Тектоно-стратиграфические террейны Камчатской активной окраины: строение, состав и геодинамика // Вулканизм и связанные с ним процессы // Материалы XXV ежегодной научной конференции, посвященной Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2015. С. 97–103.
- Чернышев И.В., Бахарев А.Г., Бортников Н.С. и др. Геохронология магматических пород района золоторудного месторождения Нежданинское (Якутия, Россия): U-Pb, Rb-Sr, Sm-Nd изотопные данные // Геология рудных месторождений. 2012. Т. 54. № 6. С. 487–512.
- Шапиро М.Н., Ландер А.В. Формирование современной зоны субдукции на Камчатке // Очерки геофизических исследований “К 75-летию Объединенного института физики Земли им. О.Ю. Шмидта”. М.: ОИФЗ РАН, 2003. С. 338–344.
- Шапиро М.Н., Соловьев А.В. Кинематическая модель формирования Олюторско-Камчатской складчатой области // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 8. С. 863–880.
- Calkins J.A. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of Khapitsa plateau and Studyonaya River basalts and basaltic andesites in Central Kamchatka Depression, Kamchatka, Russia // IV International Biennial Workshop on Subduction Processes Emphasizing the Japan–Kurile–Kamchatka–Aleutian Arcs, August 21–27, 2004. Petropavlovsk-Kamchatsky: Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, 2004. P. 53–54.
- Castillo P.R. An overview of adakite petrogenesis // Chinese Science Bulletin. 2006. V. 51. № 3. P. 257–268.
- Defant M.J., Drummond M.S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // Nature. 1990. № 347. P. 662–665.
- Fujita K., Koz'min B.M., Mackey K.G. et al. Seismotectonics of the Chersky Seismic Belt, eastern Sakha Republic (Yakutia) and Magadan District, Russia // Stephan Mueller Spec. Publ. Ser. 2009. V. 4. P. 117–145. www.stephan-mueller-spec-publ-ser.net/4/117/2009/
- Gorbach N., Portnyagin M., Tembrel I. Volcanic structure and composition of Old Shiveluch volcano, Kamchatka // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2013. V. 263. P. 193–208.
- Humphreys M.C.S., Blundy J.D., Sparks R.S.J. Magma evolution and open-system processes at Shiveluch Volcano: insights from phenocryst zoning // Journal of Petrology. 2006. V. 47. № 12. P. 2303–2334.
- Karandashev V.K., Turanov A.N., Orlova T.A. et al. Use of the inductively coupled plasma mass spectrometry for element analysis of environmental objects // Inorganic Materials. 2008. V. 44. P. 1491–1500. <https://doi.org/10.1134/S0020168508140045>
- Le Maitre R.W. Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge, New York, Melbourne, 2002. 236 p.
- Ponomareva V., Portnyagin M., Pevzner M. et al. Tephra from andesitic Shiveluch volcano. Kamchatka. NW Pacific: chronology of explosive eruptions and geochemical fingerprinting of volcanic glass // International Journal of Earth Sciences. 2015. V. 104. P. 1459–1482. <https://doi.org/10.1007/s00531-015-1156-4>
- Ridolfi F., Renzulli A., Puerini M. Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2010. V. 160. P. 45–66. <https://doi.org/10.1007/s00410-009-0465-7>
- Rutherford M.J., Hill P.M. Magma ascent rates from amphibole breakdown: an experimental study applied to the 1980–1986 Mount St. Helens eruptions // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 1993. P. 19667–19685. <https://doi.org/10.1029/93JB01613>
- Staiger R.H., Jager H. Subcommittee on Geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth and Planet. Sci. Lett. 1977. V. 36. № 3. P. 359–362.
- Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geological Society. London. Special Publications. 1989. V. 42. P. 313–345.

Volcanism of the Initial Stage of Subduction of the Northern Part of the Pacific Plate (Kamchatka Peninsula, Kumroch Ridge)

**M. L. Tolstykh^{1, *}, A. D. Babansky², M. D. Smirnova², M. M. Pevzner³, V. A. Lebedev²,
Yu. O. Larionova², Yu. V. Kuscheva³, and A. V. Parfenov²**

¹*Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry of RAS, Kosygina str., 19, Moscow, 119334 Russia*

²*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS,
Staromonetny lane, 35, Moscow, 119017 Russia*

³*Geological Institute RAS, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia*

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

We studied whole rocks compositions of the Baydara and Semkorok Mountains, which are located at the north-western part of Kumroch Ridge. Rocks are represented by Amf-Px basaltic andesites and andesites, and have microelements distribution typical for island-arc type of rocks. Some mineralogical and geochemical characteristics of the studied lavas of the Baydara Mt. (low concentrations of K₂O, all REE, LILE, Th and U) and the Semkorok Mt. (low LREE concentrations) make them principally different from the rocks of the located nearby Late Pleistocene-Holocene Shiveluch volcanic massif. Isotopic K-Ar age of lavas (0.7 Ma for Baydara and 1.3 Ma for Semkorok) allow us to propose that their eruptions might be caused by the initial phase of the northern segment of the Pacific plate subduction. The Early Paleocene age (~62 Ma) of the Khapitsa series rocks, which compose north-western part of Kumroch Ridge, is confirmed for the first time by the isotopic-geological methods.

Keywords: Kamchatka, Pleistocene, andesites, subduction

УДК 551.594

РЕЗУЛЬТАТЫ ДОЛГОВРЕМЕННЫХ НАБЛЮДЕНИЙ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ АТМОСФЕРЫ ВО ВРЕМЯ ИЗВЕРЖЕНИЯ ВУЛКАНА ЭБЕКО В ПЕРИОД 2018–2020 гг.

© 2023 г. Р. Р. Акбашев^{a, b, *}, Е. О. Макаров^{a, b}

^aКамчатский филиал Федерального исследовательского центра “Единая геофизическая служба РАН”, бульвар Пийпа, 9, Петропавловск-Камчатский, 683006 Россия

^bИнститут физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН (ИФЗ РАН), ул. Большая Грузинская, 10, стр. 1, Москва, 123242 Россия

*e-mail: arr@emsd.ru

Поступила в редакцию 12.10.2022 г.

После доработки 27.10.2022 г.

Принята к публикации 23.12.2022 г.

С целью исследований процессов формирования объемных зарядов в эруптивных облаках эксплозий вулкана Эбеко в период 2018–2020 гг. проводились наблюдения градиента потенциала электрического поля атмосферы в г. Северо-Курильск. Зарегистрировано 179 случаев, когда распространение эруптивного облака происходило в безоблачных или малооблачных условиях и сопровождалось откликом в вариациях градиента потенциала электрического поля атмосферы. Выявлено четыре характерных типа откликов в вариациях градиента потенциала электрического поля атмосферы. Показано, что тип регистрируемого отклика определяется условиями распространения эруптивного облака относительно пункта регистрации, а также определяется взаимным расположением зарядов в нижней и верхней областях эруптивного облака на момент регистрации отклика. При этом в эруптивном облаке преобладает отрицательный объемный заряд, который локализован в верхней области эруптивного облака, положительный объемный заряд локализован в нижней области. Данные натурных наблюдений согласуются с результатами численного моделирования.

Ключевые слова: эксплозивное облако, электризация эруптивных облаков, градиент потенциала электрического поля атмосферы, объемный электростатический заряд

DOI: 10.31857/S0203030623700098, **EDN:** MNQJHP

ВВЕДЕНИЕ

Действующий стратовулкан Эбеко (50°41'20" с.ш., 156°00'54" в.д.) расположен в северной части хребта Вернадского о-ва Парамушир, в 7.4 км к западу от г. Северо-Курильск (рис. 1). По частоте извержений является одним из активнейших вулканов Курильской островной дуги и представляет серьезную опасность для города.

Первые геоморфологические и геологические описания вулкана были опубликованы в работах [Tanakadate, 1936; Gorshkov, 1958]. Постройка вулкана Эбеко имеет максимальную высоту 1156 м над уровнем моря, но не имеет выдающегося и хорошо развитого вулканического конуса. Его низкопрофильное сооружение состоит из нескольких слитых малообъемных андезитовых лавовых куполов. Широкая и довольно плоская вершинная область вулкана занята несколькими перекрывающимися мелкими маарообразными кратерами диаметром 200–300 м (рис. 2).

В работе [Belousov et al., 2021] показано, что извержения вулкана Эбеко охватывает целый ряд механизмов – от чисто магматических до фреатических/гидротермальных и фреатоматических. Длительность извержений, как правило, составляет 2–4 года, а периоды межэруптивной деятельности – 20–30 лет. 19 октября 2016 г. начался новый цикл активности вулкана Эбеко [Walter et al., 2020; Котенко и др., 2018; Гирина и др., 2017; Дегтярев, Чибисова, 2020; Котенко и др., 2019; Рыбин и др., 2017], который продолжается и в настоящее время. Извержения происходят в виде эпизодических эксплозий вулканического типа со значительными вариациями мощности и периодичности [Фирстов и др., 2020].

Во время извержений вулкана формируются эруптивные облака, которые представлены пеплом, аэрозолем и газом. Максимальная высота подъема эруптивной колонны эксплозий достигала 4–5 км н.у.м. (см. рис. 2б). Условия стратификации атмосферы определяют перенос масс



Рис. 1. Географическое положение вулкана Эбеко. На вкладке расположение пункта наблюдений SKR в г. Северо-Курильск.

пепла и газов на различные расстояния. Довольно часто в г. Северо-Курильске, который расположен в 7 км от кратера вулкана, выпадает пепел.

В результате ряда физических процессов, таких как трибоэлектризация, фрактоэмиссия, взаимодействие продуктов извержения с метеорологическими облаками, продукты извержения электризуются. В эруптивном облаке формируются объемные электростатические заряды [Руленко, 1994; Behnke et al., 2013]. Долговременные непрерывные наблюдения градиента потенциала электрического поля атмосферы (V' ЭПА) являются экспериментальной основой для исследований электризации эруптивных облаков.

АППАРАТУРА, МЕТОДИКА НАБЛЮДЕНИЙ

В 2018 г. в г. Северо-Курильск на базе сейсмической станции SKR Сахалинского филиала Федерального исследовательского центра “Единая геофизическая служба” (СФ ФИЦ ЕГС) РАН (см. рис. 1) был установлен аппаратно-программный комплекс на базе аналогового датчика “ЭФ-4” [Ефимов и др., 2013; Акбашев, Фирстов, 2021] для мониторинга V' ЭПА [Akbashev et al., 2018, Akbashev, Firstov, 2019] с целью исследования электростатической структуры эруптивных облаков.

За активностью вулкана Эбеко в КФ ФИЦ ЕГС РАН ведется непрерывное видеонаблюдение¹ (http://www.emsd.ru/video/Ebeko/img_1.jpg), видеочасть установлена в SKR (см. рис. 1). Эти

данные являются достаточными для селекции откликов в вариациях V' ЭПА, связанных с распространением эруптивных облаков вулкана Эбеко (см. рис. 2б). В некоторых случаях дополнительно используются данные акустического и спутникового мониторинга, а также данные баллонного зондирования, которое проводится два раза в сутки на метеорологической станции Сахалинского УГМС в г. Северо-Курильск. Данные баллонного зондирования находятся в открытом доступе (<http://www.esrl.noaa.gov/raobs/intl/intl2000.wmo>). Оценка максимальной высоты эруптивной колонны выполнена на основании данных видеонаблюдений.

Вариации электрического поля атмосферы отражают множество физических процессов, и в первую очередь эти вариации обусловлены метеорологической обстановкой. Поэтому селекция откликов V' ЭПА, связанных с эруптивными облаками извержений вулкана Эбеко, проводилась в том числе по амплитудной характеристике сигнала по следующему правилу:

$$(A_{an} - A_f)/A_f > 1,$$

¹ Привлечены данные, полученных на уникальной научной установке “Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира” (<https://ckp-irf.ru/usu/507436/>, <http://www.gsrar.ru/unu/>).

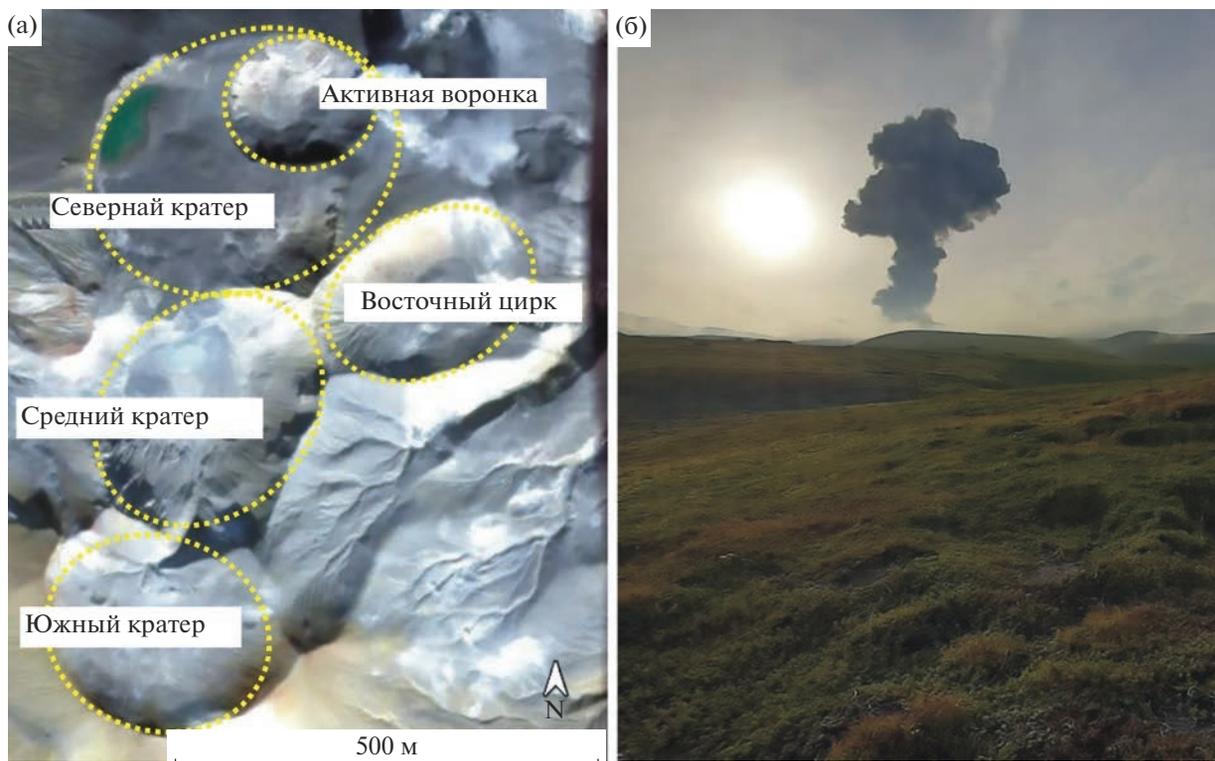


Рис. 2. Схема вершинных кратеров вулкана Эбеко [Рыбин, 2017] (а), пример формирования эруптивного облака в результате извержения Эбеко в 07:11:32 (UTC) 20 августа 2020 г. (б). Фото Р.Р. Акбашева.

где ($A_{an} - A_f$) — абсолютное значение амплитуды отклика V ЭПА, A_{an} — максимальное значение амплитуды зарегистрированного отклика V ЭПА, A_f — фоновое значение вариаций V ЭПА до отклика.

Принятое правило позволило исключить из анализа менее представительные данные откликов V ЭПА от эруптивных облаков. Такие отклики регистрировались в результате относительно слабых (высота подъема эруптивной колонны 1500–2000 м н.у.м.) эксплозий вулкана Эбеко.

Естественно, эксплозии происходили при различных метеорологических условиях. Регистрация отклики V ЭПА происходила как в условиях хорошей погоды, так и в сложных метеорологических условиях, когда эруптивное облако распространялось и взаимодействовало с метеорологическими облаками. Такое взаимодействие могло повлиять на уменьшение заряда эруптивного облака [Климин и др., 1990]. Кроме того, метеорологические облака характеризуются собственными электростатическими зарядами, и в результате регистрируется суммарное наведенное поле от метеорологических облаков и эруптивного облака. Поэтому отклики V ЭПА, связанные с распространением эруптивных облаков в сложных

метеорологических условиях, были исключены из анализа данных.

Для дальнейшего анализа электростатической структуры эруптивных облаков эксплозий вулкана Эбеко необходимо вести параметр форм-фактора эруптивного облака, который будет отражать характеристику эруптивного облака на момент регистрации в SKR (см. рис. 1). Очевидно, что этот параметр определяется, во-первых, мощностью отдельных эксплозий вулкана Эбеко, которая может быть различной, и поэтому максимальная высота подъема эруптивного облака от уровня кратера вулкана может быть от первых сотен метров до первых километров. Во-вторых, форм-фактор определяется ветровой стратификацией на высотах, где распространяется эруптивное облако. На основании данных видеонаблюдения определены следующие характерные типы форм-факторов эруптивных облаков эксплозий вулкана Эбеко.

Тип А. Формируется при средних (2000–2500 м н.у.м.) и сильных (более 2500 м н.у.м.) эксплозиях (градация в рамках параметров извержений вулкана Эбеко). В результате формируется эруптивная колонна с хорошо выраженными верхней и нижней областями (рис. 3а). При этом условия ветровой стратификации атмосферы такие, что возникает боковой снос эруптивного об-

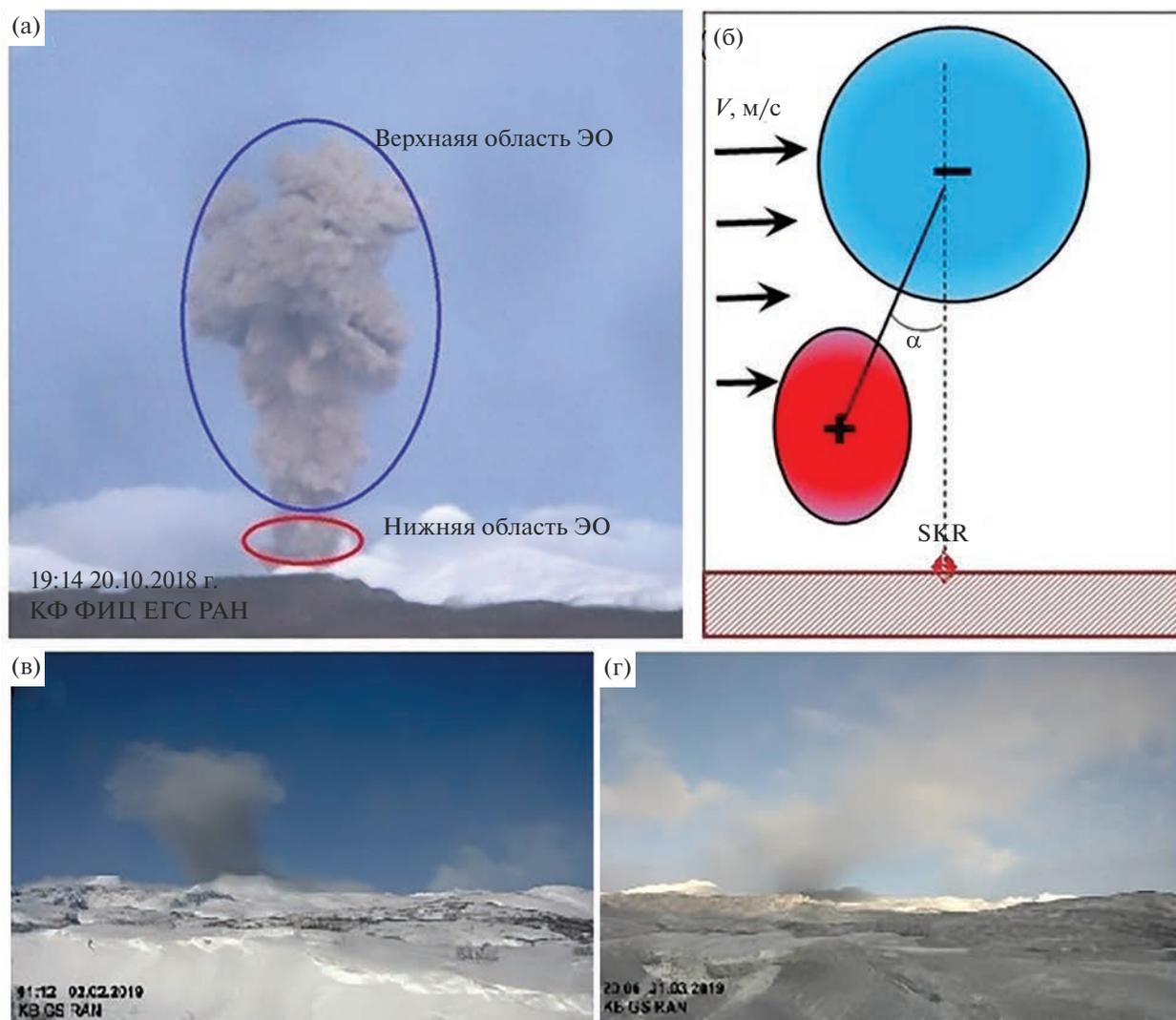


Рис. 3. Типы форм-факторов эруптивного облака.

а – сформированное эруптивное облако с хорошо выраженной верхней и нижней областью; б – форм-фактор типа А, в – схематическое взаимное расположение верхней и нижней областей эруптивного облака на момент регистрации в зависимости от ветровой стратификации атмосферы, угол $\alpha < 35^\circ$ для форм-фактора эруптивного облака типа А, $\alpha > 35^\circ$ для форм-фактора эруптивного облака типа В; г – тип С форм-факторов эруптивного облака; г – тип D форм-факторов эруптивного облака.

лака и, соответственно, на момент регистрации отклика V' ЭПА, взаимное расположение нижней и верхней областей эруптивного облака остается близким к вертикальному, угол α не более 35° .

Тип В. Данный тип по своему генезису аналогичен форм-фактору типа А. Но при этом условия ветровой стратификации атмосферы такие, что на момент регистрации отклика V' ЭПА, взаимное расположение нижней и верхней областей эруптивного облака значительно меняются, увеличивается расстояние между этими областями как по вертикали, так и по горизонтали, угол α более 35° (см. рис. 3б).

Тип С. Характерен для слабых (до 1500 м н.у.м.) эксплозий. В результате формируется “распы-

ленное” эруптивное облако, т.е. без выраженных нижней и верхней областей (см. рис. 3в).

Тип D. Характерен для слабых длительных извержений (продувка), в результате которых формируется протяженный шлейф (см. рис. 3г).

РЕЗУЛЬТАТЫ ДОЛГОВРЕМЕННЫХ НАБЛЮДЕНИЙ ГРАДИЕНТА ПОТЕНЦИАЛА ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ АТМОСФЕРЫ В SKR

За период с 1 октября 2018 по 1 декабря 2020 гг. в SKR зарегистрировано 179 случаев (рис. 4а), когда распространение эруптивного облака происходило в безоблачных или малооблачных услови-

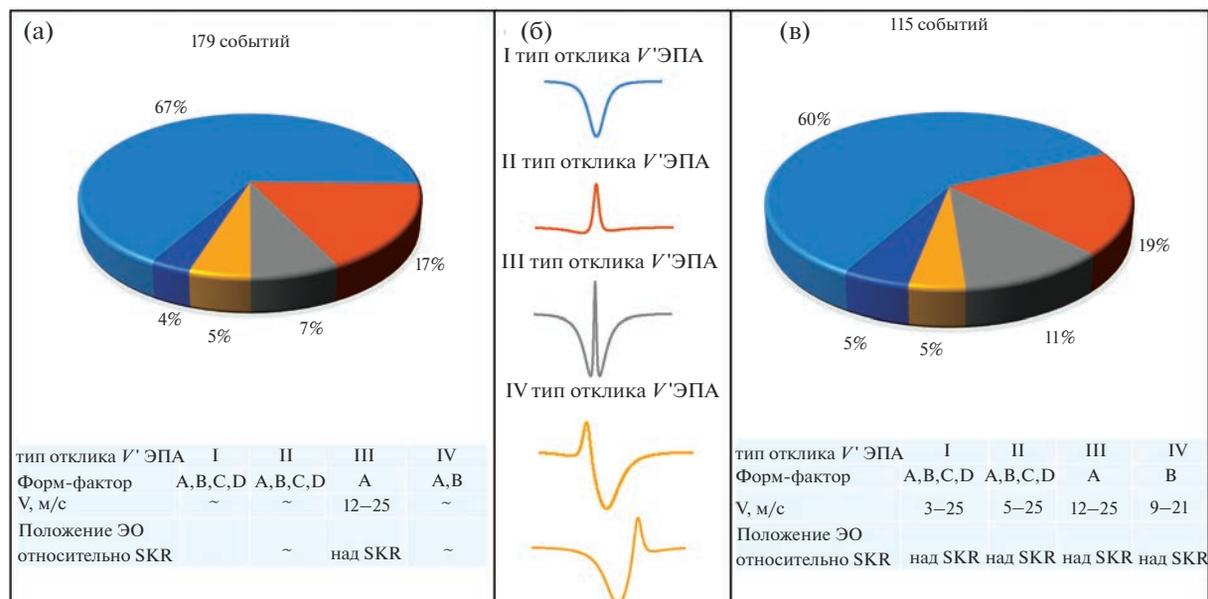


Рис. 4. Сводный анализ данных по регистрации откликов градиента потенциала электрического поля атмосферы (V'ЭПА).

а – данные, зарегистрированные в безоблачных и малооблачных условиях; б – данные, зарегистрированные в тех случаях, когда эруптивное облако распространялось над пунктом наблюдения SKR.

ях и сопровождалось откликом в вариациях V'ЭПА. В результате анализа выделено четыре характерных типа откликов V'ЭПА на распространение эруптивного облака. На рис. 4б представлены идеализированные формы характерных откликов V'ЭПА. Подавляющее число откликов характеризуется отрицательным возмущением – 120 случаев (67%); в 36 (17%) случаях зарегистрированы положительные отклики; 15 (7%) случаев откликов имеют конфигурацию типа “N/P/N” (отрицательный/положительный/отрицательный); в 9 (5%) случаях зарегистрированы дипольные вариации V'ЭПА, при этом в 5 случаях с конфигурацией диполя типа “P/N” и в 4 случаях с конфигурацией диполя “N/P”; в 6 (4%) случаях, когда эруптивное облако распространялось в безоблачных условиях и над SKR возмущение в вариациях V'ЭПА не зарегистрировано.

Для более подробного анализа данных необходимо рассмотреть выборку данных по дополнительному критерию – выбрать те случаи, когда эруптивное облако распространялось над SKR (см. рис. 4в). Это позволяет определить, во-первых, кажущуюся скорость распространения эруптивного облака, во-вторых, проследить взаимосвязь форм-фактора эруптивного облака и наблюдаемого отклика V'ЭПА. Кажущаяся скорость распространения эруптивного облака для представленной выборки рассчитана на основании данных видеонаблюдения с SKR, по которым определя-

лось время начала эксплозии с погрешностью ± 60 с и на основании времени вступления максимума амплитуды отклика V'ЭПА на SKR.

Рассмотрим III тип отклика. На рис. 5 и 6 показаны примеры откликов III типа и соответствующие им этапы распространения эруптивного облака. Из представленных данных (см. рис. 4) видно, что регистрация данного типа отклика возможна только при условии, если:

1. эруптивное облако распространяется строго над SKR или незначительно в стороне от пункта регистрации;
2. эруптивное облако на момент регистрации отклика соответствует форм-фактору типу А;
3. эруптивное облако распространяется со скоростью не менее $\sim 12–25$ м/с, при этом нижняя и верхняя области эруптивного облака распространяются примерно с одинаковой скоростью.

Такие условия формирования и распространения эруптивного облака способствовали сохранению близко к вертикальной структуре взаимного расположения верхней и нижней областей на момент регистрации отклика.

Далее рассмотрим IV тип отклика. Количество таких случаев для двух выборок различное (см. рис. 4). Это связано с тем, что в случаях, когда эруптивное облако распространялось над SKR, его форм-фактор относился только к типу В (см. рис. 4в), в то время как для общей выборки форм-

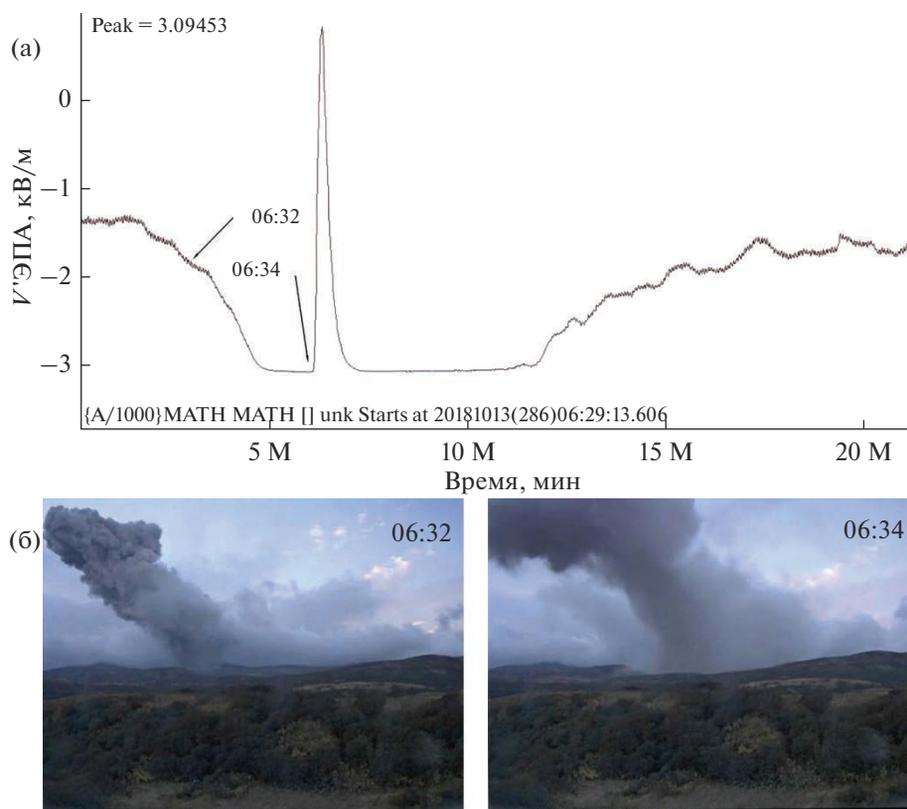


Рис. 5. Пример III типа отклика градиент потенциала электрического поля атмосферы ($V'_{\text{ЭПА}}$) от эруптивного облака извержения вулкана Эбеко 13.10.2018 г. (а), кадры видеонаблюдения с SKR, на которых показаны этапы распространения эруптивного облака (б).

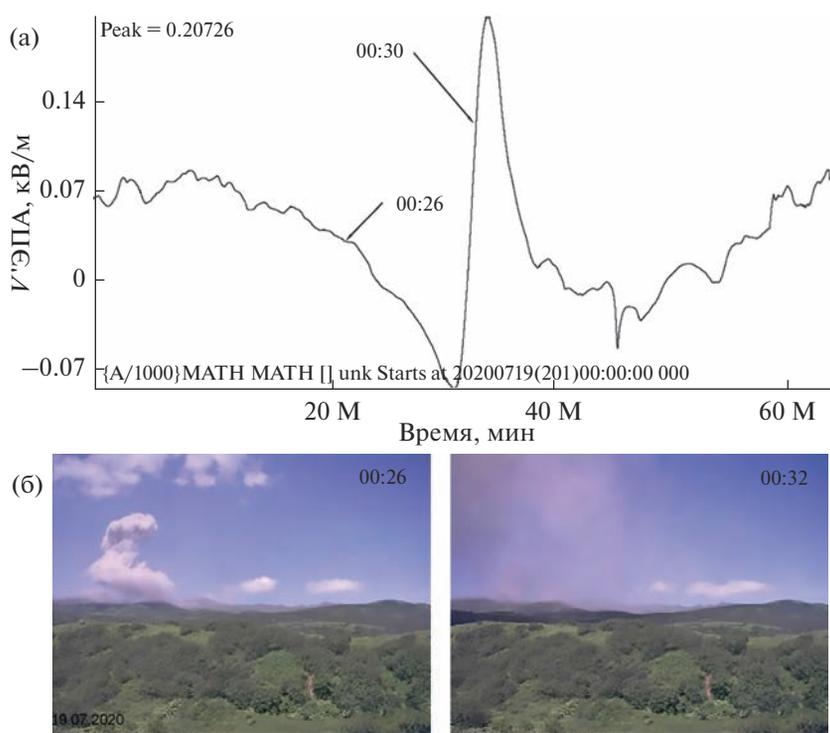


Рис. 6. Пример III типа отклика градиент потенциала электрического поля атмосферы ($V'_{\text{ЭПА}}$) от эруптивного облака извержения в. Эбеко 19.07.2020 г. (а), кадры видеонаблюдения с SKR, на которых показаны этапы распространения эруптивного облака (б).

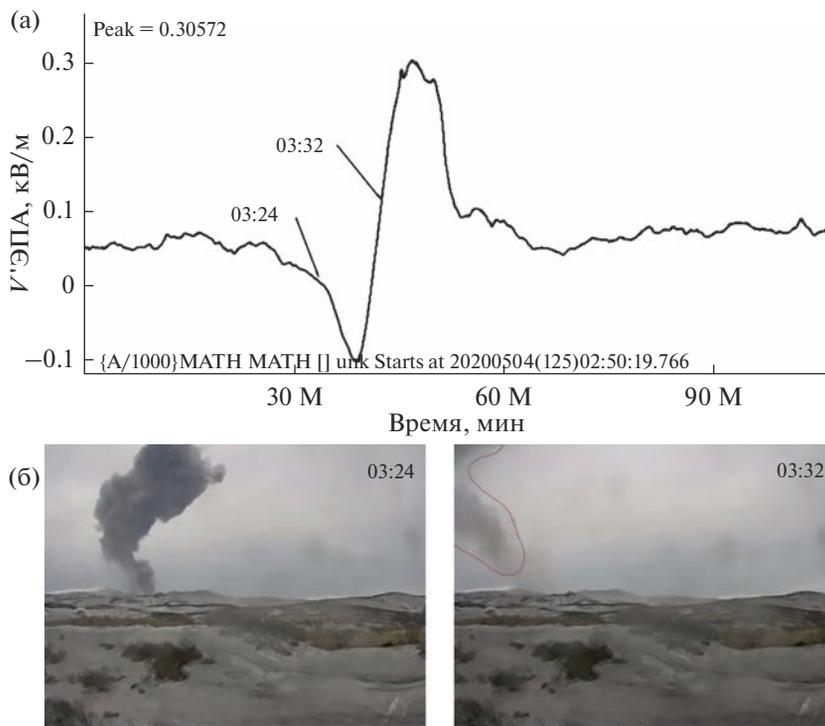


Рис. 7. Пример IV типа отклика градиент потенциала электрического поля атмосферы (V' ЭПА) от эруптивного облака извержения вулкана Эбеко 4.05.2020 г. (а), кадры видеонаблюдения с SKR, на которых показаны этапы распространения эруптивного облака (б).

фактор эруптивного облака соответствует как типу **A**, так типу **B** (см. рис. 4а). IV тип отклика при форм-факторе эруптивного облака типа **A** регистрировался в тех случаях, когда эруптивное облако распространялось таким образом, что его нижняя область не проходила над SKR. На рис. 7 и 8 показаны примеры откликов IV типа и кадры распространения соответствующих эруптивных облаков. Конфигурация откликов IV типа может быть “P/N” или “N/P”. Последовательность отклика продиктована условиями ветровой стратификации атмосферы и, соответственно, условиями распространения эруптивного облака. Если нижняя область эруптивного облака распространяется быстрее, чем верхняя, то регистрируется конфигурация “P/N”. Когда верхняя область распространяется быстрее, чем нижняя, то регистрируется обратная конфигурация отклика.

Комплексный анализ зарегистрированных данных свидетельствует о преобладающем отрицательном объемном заряде в верхней области эруптивного облака, при локализации положительного заряда – в нижней области эруптивного облака. При этом определяющее значение для форм-фактора эруптивного облака на момент регистрации отклика является ветровая стратификация атмосферы, в результате которой контро-

лируется взаимное положение верхней и нижней областей эруптивного облака, которое определяется расстоянием между центрами верхней и нижней областей эруптивного облака и выражается в значении угла α .

Регистрация только положительного или только отрицательного отклика для случаев, когда эруптивное облако имело форм фактор типа **A** и **B**, является следствием взаимного расположения объемных зарядов в эруптивном облаке. Их суперпозиция на момент регистрации по всей видимости такая, что регистрируется суммарное наведенное поле, характеризующееся одной полярностью.

Прямая взаимосвязь регистрации откликов I и II типа с типами форм-факторов эруптивного облака **C** и **D** не установлена. При таких случаях регистрировались как отрицательные, так и положительные отклики.

Обобщая результаты анализа данных для III и IV типов откликов, можно сделать вывод, что нижняя область эруптивного облака имеет, как правило, положительный заряд, а верхняя – отрицательный (см. рис. 3б). Такое распределение объемных униполярных зарядов в эруптивном облаке можно объяснить известной фенологической особенностью трибоэлектризации, в резуль-

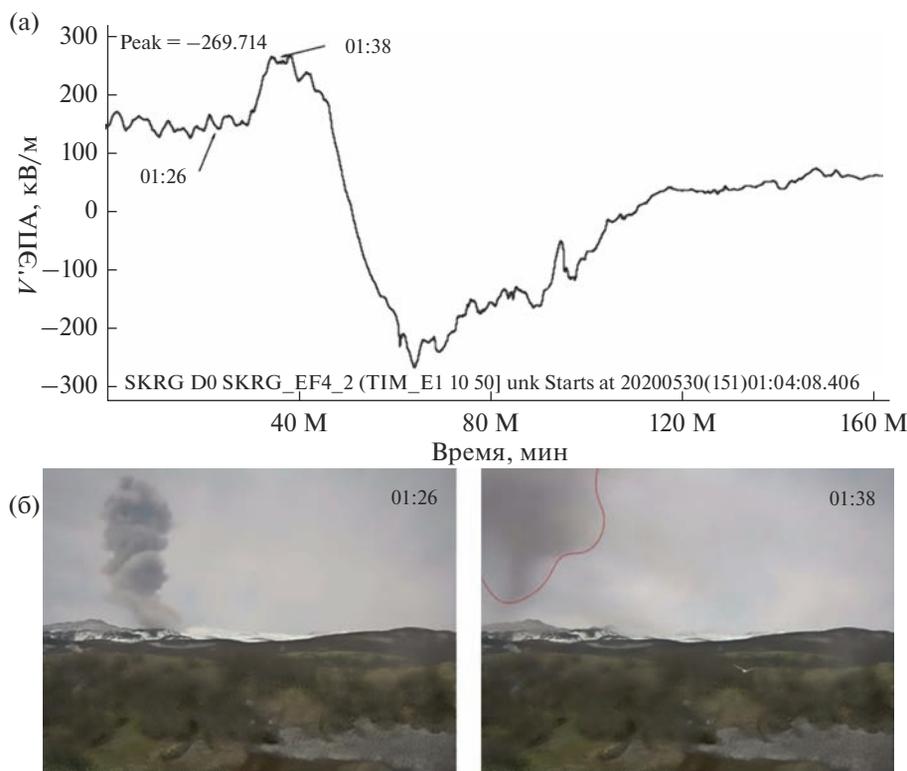


Рис. 8. Пример IV типа отклика градиент потенциала электрического поля атмосферы (V' ЭПА) от эруптивного облака извержения вулкана Эбеко 30.05.2020 г. (а), кадры видеонаблюдения с SKR, на которых показаны этапы распространения эруптивного облака (б).

тате которой частицы заряжаются разными знаками в зависимости от их размера, при этом отрицательный заряд характерен для мелких частиц, а положительный – для более крупных [Mendez et al., 2021; Lacks, Levandovsky, 2007]. Такая модель формирования объемных зарядов в эруптивном облаке находит подтверждение по результатам многих натуральных наблюдений на различных вулканах мира [Руленко, 1994; Lane, Gilbert, 1992; Miura et al., 2002], подтверждается и результатами экспериментальных работ [Mendez et al., 2021] и в теоретических работах [Lacks, Levandovsky, 2007]. Тем не менее, формирования объемного положительного заряда в нижней области может быть связано и с другим физическим процессом.

Условия ветровой стратификации атмосферы определяют взаимное пространственное расположение наэлектризованных нижней и верхней областей эруптивного облака, что в свою очередь определяет тип регистрируемого сигнала V' ЭПА. Для подтверждения такой закономерности проведем численное моделирование откликов в вариациях V' ЭПА на распространения эруптивного облака с различными вариантами взаимного расположения в нем верхней и нижней областей.

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ФЛУКТУАЦИЙ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ АТМОСФЕРЫ, СВЯЗАННЫХ С РАСПРОСТРАНЕНИЕМ ЭРУПТИВНЫХ ОБЛАКОВ

Сосредоточенные на частицах пеплов, аэрозолях и газах, электрические заряды представляют собой объемный электростатический заряд с довольно сложным распределением плотности положительных и отрицательных зарядов в пространстве. При распространении эруптивного облака его электростатическая структура непрерывно эволюционирует. В результате эоловой и гравитационной седиментации продуктов извержения, а также их взаимодействия с воздухом, в эруптивном облаке формируются объемные униполярные заряды. Имея записи V' ЭПА и зная параметры распространения эруптивного облака, можно судить о локализации характерных объемных электростатических структур в нем и об изменении распределения электрических зарядов в эруптивном облаке.

Далее важно “условиться” о связи вертикальной компоненты напряженности электрического поля атмосферы (E_z) и V' ЭПА. В работах по атмосферному электричеству встречаются различные

подходы к данному вопросу, согласно правилу, эти величины отличаются по знаку. В настоящей работе принят следующий подход, характерный для задач электростатики: вектор напряженности ЭПА направлен от положительного знака к отрицательному, а оси координат соответствуют этому направлению. Согласно этому положению \vec{E}_z будет иметь направление сверху вниз (от положительно заряженной ионосферы к отрицательно заряженной Земле) и, таким образом, будет соответствовать V' ЭПА по знаку.

Наиболее простая модель расположения объемных электростатических зарядов в эруптивном облаке на этапе его максимального подъема и распространения следующая: объемная электростатическая структура в эруптивном облаке заменяется двумя эффективными точечными зарядами q_1 и q_2 , расположенными на оси z и на высотах h_1 и h_2 соответственно. На рис. 9 представлена схема расположения точечных зарядов и система координат. Величина эффективных зарядов и их расположение зависят от условий ветровой стратификации. Полагая, что земля – идеальный проводник, учтем поле индуцируемых в ней зарядов, которое эквивалентно полю электрических изображений зарядов q_1 и q_2 (см. рис. 9). Тогда на поверхности земли ($z = 0$) отличная от нуля будет только вертикальная компонента напряженности электрического поля, которая соответствует выражению [Чернева, Фирстов, 2018; Адушкин и др., 2018]:

$$E_z = \frac{q_1 h_1}{2\pi\epsilon_0 R_1^3} + \frac{q_2 h_2}{2\pi\epsilon_0 R_2^3}, \quad (1)$$

где ϵ_0 – электрическая постоянная, R_1, R_2 – расстояние от SKR до заряда q_1, q_2 .

Основными параметрами, влияющими на тип отклика, который регистрируется на момент распространения эруптивного облака в SKR, будут углы α_1, α_2 и эффективное расстояние d между центрами объемных электростатических зарядов. Параметры углов α и расстояния d в конфигурации объемных зарядов эруптивного облака, контролируются условиями ветровой стратификации атмосферы и, следовательно, определяются вектором скорости \vec{v}_1, \vec{v}_2 на высотах распространения h_1 и h_2 эффективных электростатических зарядов q_1 и q_2 (см. рис. 9). При условии, что SKR расположен на расстоянии S на оси Ox согласно схеме на рис. 9, выражение (1) примет вид:

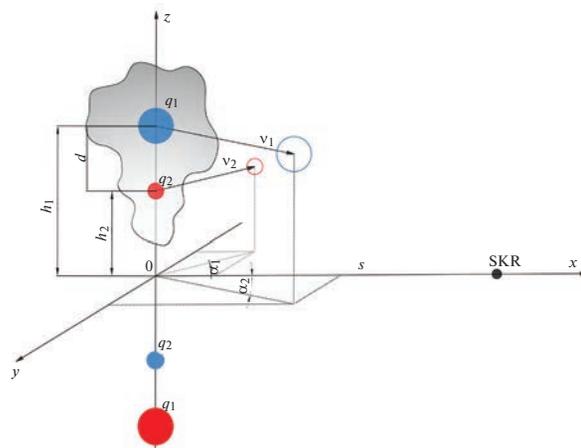


Рис. 9. Схема распределения точечных эффективных электрических зарядов в эруптивном облаке извержений вулкана Эбеко на стадии его распространения в условиях ветровой стратификации атмосферы.

$$E_z(t) = \frac{q_1 h_1}{2\pi\epsilon_0 \left((S - v_1 t \cos \alpha_1)^2 + (v_1 t \sin \alpha_1)^2 + h_1^2 \right)^{3/2}} + \frac{q_2 h_2}{2\pi\epsilon_0 \left((S - v_2 t \cos \alpha_2)^2 + (v_2 t \sin \alpha_2)^2 + h_2^2 \right)^{3/2}}. \quad (2)$$

Математическое моделирование сложных природных процессов всегда имеет некоторые допущения. В рассматриваемом случае предполагается, что эффективные точечные заряды, сформированные в нижней и верхней областях эруптивного облака, не меняются со временем. Это не отражает реальной картины эволюции аэроэлектрической структуры облака, так как зарядение продуктов извержений, рекомбинация и релаксация зарядов определяется рядом физических процессов, протекающих непрерывно с момента начала взрывного процесса. Однако такой подход позволяет качественно показать, как распределены объемные электростатические заряды в эруптивном облаке и дать оценку заряда на момент распространения эруптивного облака в зоне регистрации пункта наблюдения.

В качестве примера математического моделирования рассмотрим взрывное извержение, произошедшее 10.10.2019 г. в 19:14 UTC на вулкане Эбеко. Эруптивное облако от этого извержения поднялось на высоту 2000 (± 200) м н.у.м. Расчетные параметры движения зарядов облака для данного случая представлены в табл. 1. На рис. 10 показаны данные регистрации V' ЭПА и расчетная кривая. Корреляция расчетной модели и наблюдаемых данных составляет 0.89. При этом наблюдаются и значительные расхождения форм кривых. Особенно в диапазоне от 800 с, это связа-

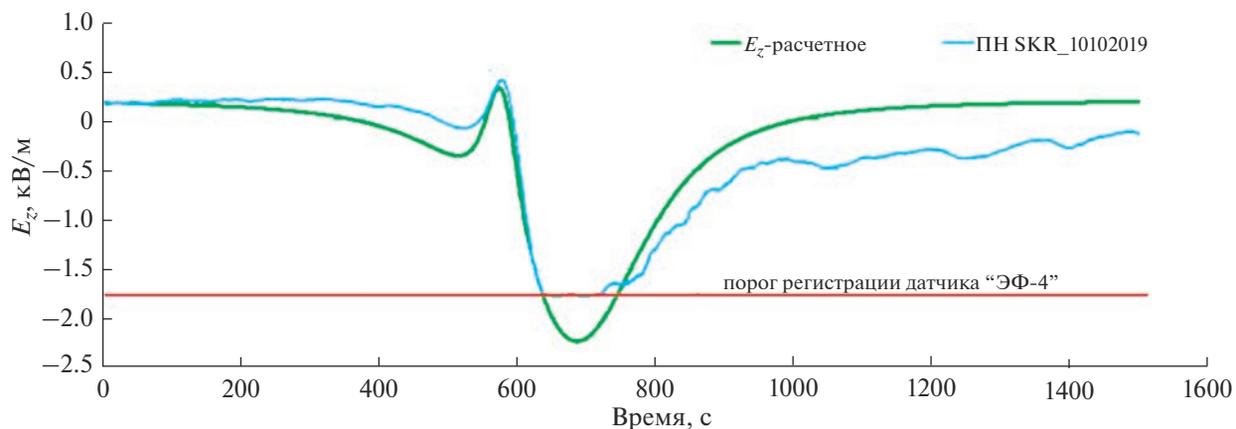


Рис. 10. Расчетная модель отклика E_z , связанного с распространением эруптивного облака над SKR, которое возникло в результате эксплозивного извержения вулкана Эбеко 10.10.2019 г.

Параметры расчетной модели показаны в табл. 1.

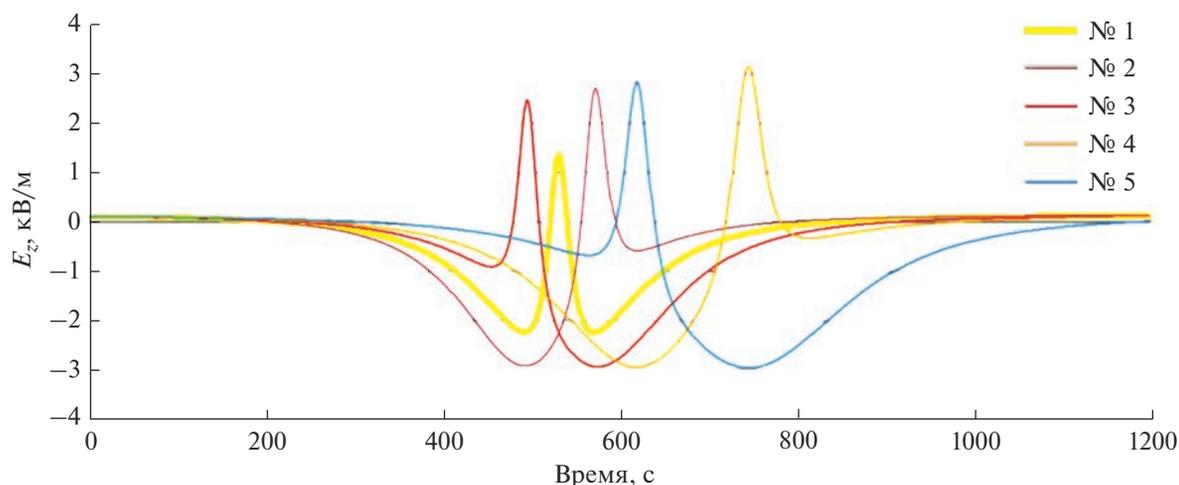


Рис. 11. Формы идеализированных откликов E_z .

Параметры расчетной модели показаны в табл. 2.

но с тем, что в ближней зоне от кратера вулкана при распространении эруптивного облака, как правило, хорошо выделяется передняя область, которая имеет сформированный фронт и область шлейфа, который может растянуться на несколько километров. В связи с этим наблюдается постепенное восстановление напряженности электрического поля атмосферы в SKR.

Далее рассчитаем идеализированные формы откликов согласно схеме распределения зарядов на рис. 9 и на основании выражения (2). Рассмотрим, как будет влиять скорость распространения верхней и нижней областей эруптивного облака на тип регистрируемого сигнала. Входные параметры показаны в табл. 2. На рис. 11 показаны результаты математического моделирования дви-

Таблица 1. Входные параметры моделирования отклика V' ЭПА, связанного с распространением эруптивного облака над SKR, которое возникло в результате эксплозивного извержения вулкана Эбеко 10.10.2019 г.

v_1 , м/с	v_2 , м/с	h_1 , м	h_2 , м	S , м	α_1 , град.	α_2 , град.	q_1 , Кл	q_2 , Кл	$E_{фон}$, кВ/м
10.7	13	1700	500	7486	0	0	-0.45	0.021	0.197

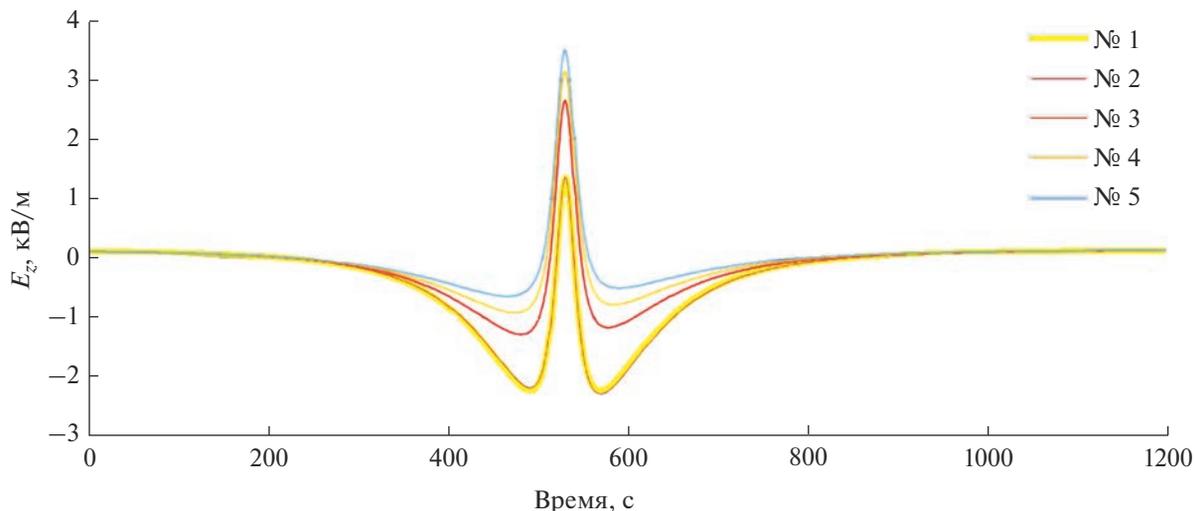


Рис. 12. Формы идеализированных откликов E_z в зависимости от α_1 . Параметры расчетной модели показаны в табл. 3.

жения заряженного диполя с заданными параметрами. Исходя из результатов численного моделирования видно, что скорость распространения нижней и верхней областей эруптивного облака определяет тип зарегистрированного сигнала. Так при равномерном движении эруптивного облака, когда $v_1 = v_2$, будут регистрироваться сигналы III типа (модельная кривая № 1, см. табл. 2).

Таблица 2. Входные параметры моделирования отклика V ЭПА (E_z) в зависимости от скорости распространения эруптивного облака

№	S , м	v_1 , м/с	v_2 , м/с	h_1 , м	h_2 , м	α_1 , град.	α_2 , град.	q_1 , Кл	q_2 , Кл
1	7458	14	14	1700	250	0	0	-0.5	0.015
2	7458	15	13	1700	250	0	0	-0.5	0.015
3	7458	13	15	1700	250	0	0	-0.5	0.015
4	7458	12	10	1700	250	0	0	-0.5	0.015
5	7458	10	12	1700	250	0	0	-0.5	0.015

Таблица 3. Входные параметры моделирования отклика в зависимости от угла α_1

№	S , м	v_1 , м/с	v_2 , м/с	h_1 , м	h_2 , м	α_1 , град.	α_2 , град.	q_1 , Кл	q_2 , Кл
1	7458	14	14	1700	250	0	0	-0.5	0.015
2	7458	14	14	1700	250	0.1	0	-0.5	0.015
3	7458	14	14	1700	250	0.15	0	-0.5	0.015
4	7458	14	14	1700	250	0.2	0	-0.5	0.015
5	7458	14	14	1700	250	0.25	0	-0.5	0.015

Когда скорости нижней и верхней областей эруптивного облака различны, наблюдается смещение положительного импульса в отрицательной области сигнала (модельные кривые № 2, 3, см. рис. 11). С увеличением разности скоростей верхней и нижней области эруптивного облака, наблюдается смещение формы регистрируемого сигнала к IV типу (модельные кривые № 4, 5, см. рис. 11), при этом, при $v_1 > v_2$ конфигурация диполя будет соответствовать "N/P" и, соответственно, при $v_2 > v_1$ конфигурация диполя будет соответствовать "P/N".

Рассмотрим, каким образом меняется тип сигнала в зависимости от углов α_1 и α_2 (см. рис. 9). Введение данного параметра позволяет учитывать направление распространения областей эруптивного облака относительно оси OX согласно схеме на рис. 9. Для расчетов рассмотрим модельную кривую № 1 (см. табл. 2, рис. 11) и введем различные конфигурации углов α_1 и α_2 . В табл. 3 представлены входные параметры математической модели с различными параметрами угла α_1 . Угол α_1 контролирует смещение заряда q_1 по оси OY и определяется из выражения $v_1 t \sin \alpha_1$ согласно схеме на рис. 10. На рис. 12 показаны расчетные кривые для различных значений угла α_1 . Таким образом, при увеличении смещения заряда q_1 по оси OY его влияние на сигнал в SKR ослабевает, в результате на пункт наблюдения наводится суммарный положительный импульс, связанный с движением заряда q_2 над пунктом наблюдения.

В табл. 4 представлены входные параметры математической модели с различными параметрами

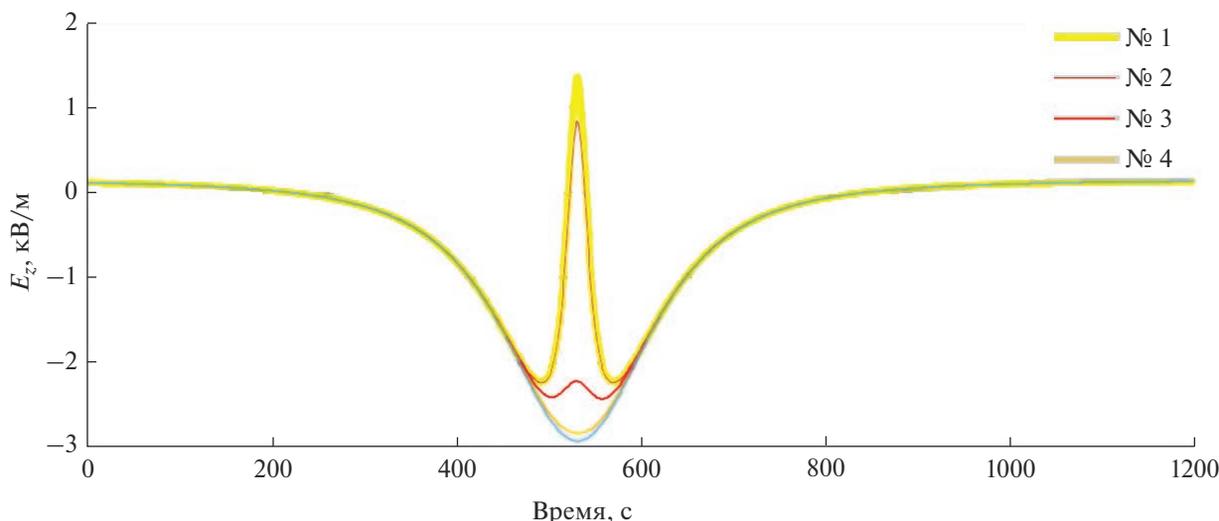


Рис. 13. Формы идеализированных откликов E_z в зависимости от α_2 .
 Параметры расчетной модели показаны в табл. 4.

угла α_2 . Этот угол контролирует смещение заряда q_2 по оси OY и определяется из выражения $v_2 t \sin \alpha_2$ согласно схеме на рис. 9. На рис. 13 показаны расчетные кривые для различных значений угла α_2 . Таким образом, при увеличении смещения заряда q_2 по оси OY его влияние на сигнал в SKR ослабевает, в результате уменьшается положительный импульс, связанный с движением заряда q_2 . Необходимо заметить, что уменьшение влияния заряда q_2 при изменении угла α_2 происходит значительно быстрее, чем уменьшение влияния заряда q_1 при изменении угла α_1 . Этот результат согласуется с натурными наблюдениями, по результатам которых показано, что регистрация III типа отклика V' ЭПА возможна только в тех случаях, когда нижняя область эруптивного облака распространяется над пунктом регистрации вблизи подстилающей поверхности.

Таблица 4. Входные параметры моделирования отклика в зависимости от угла α_2

№	S , м	v_1 , м/с	v_2 , м/с	h_1 , м	h_2 , м	α_1 , град	α_2 , град	q_1 , Кл	q_2 , Кл
1	7458	14	14	1700	250	0	0	-0.5	0.015
2	7458	14	14	1700	250	0	0.01	-0.5	0.015
3	7458	14	14	1700	250	0	0.05	-0.5	0.015
4	7458	14	14	1700	250	0	0.1	-0.5	0.015
5	7458	14	14	1700	250	0	0.15	-0.5	0.015

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Комплексный анализ зарегистрированных данных V' ЭПА за долговременный период наблюдений в SKR (с 1 октября 2018 по 1 декабря 2020 гг.) позволил определить связь выделенных типов сигналов (III и IV) с типом форм-фактором эруптивного облака на момент, когда облако находится в зоне регистрации SKR. При этом конфигурация объемных электростатических зарядов в эруптивном облаке для форм факторов типа А и В следующая: в верхней области сформирован преобладающий объемный отрицательный заряд, в нижней области локализован объемный положительный заряд. Условия ветровой стратификации атмосферы определяют взаимное пространственное расположение нижней и верхней областей эруптивного облака на момент регистрации, что в свою очередь определяет тип зарегистрированного сигнала V' ЭПА. Такие выводы подтверждаются результатами математического моделирования.

На основании результатов долговременных наблюдений V' ЭПА в SKR, был зарегистрирован III тип отклика V' ЭПА, который возможен только тогда, когда эруптивное облако распространяется над пунктом регистрации у поверхности земли, что также подтверждено и при регистрации V' ЭПА в ближней зоне от кратера вулкана Эбеко [Акбашев, Фирстов, 2021]. По результатам математического моделирования показано, что регистрация III типа отклика V' ЭПА действительно возможна только при условии распространения эруптивного облака над пунктом регистрации.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа поддержана грантом РНФ 22-17-00125 и с использованием данных, полученных на уникальной научной установке “Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира” (<https://ckp-rf.ru/usu/507436/>, <http://www.gsras.ru/unu/>).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Адушкин В.В., Соловьев С.П., Спивак А.А.* Электрические поля техногенных и природных процессов. М.: Геос, 2018. 487 с.
- Акбашев Р.Р., Фирстов П.П.* Феноменологическая модель формирования объемных электростатических зарядов в эруптивных облаках извержений вулкана Эбеко (о. Парамушир) // *Материалы всероссийской конференции “Глобальная электрическая цепь”. Геофизическая обсерватория “Борок”, филиал Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. Ярославль: Филигрань, 2021. 69 с.*
- Гурина О.А., Маневич А.Г., Мельников Д.В. и др.* Активность вулканов Камчатки и Северных Курил в 2016 г. по данным KVERT // *Материалы XX региональной научной конференции “Вулканизм и связанные с ним процессы”, посвященной Дню вулканолога, 30–31 марта 2017 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2017. С. 8–10.*
- Дегтерев А.В., Чибисова М.В.* Вулканическая активность на Курильских островах в 2019 г. // *Геосистемы переходных зон. 2020. № 1. Т. 4. С. 93–102.* <https://doi.org/10.30730/2541-8912.2020.4.1.093-102>
- Ефимов В.А., Орешкин Д.М., Фирстов П.П. и др.* Применение электростатического флюксметра ЭФ–4 для исследований геодинимических процессов // *Сейсмические приборы. 2013. Т. 49. № 4. С. 35–46.*
- Климин Н.Н., Руленко О.П., Дьяконова И.И.* Исследования электризации вулканического пепла при взаимодействии его с каплями воды // *Вулканология и сейсмология. 1990. № 4. С. 67–75.*
- Котенко Т.А., Сандимирова Е.И., Котенко Л.В.* Извержения вулкана Эбеко (Курильские острова) 2016–2017 гг. // *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2018. № 1. Вып. 37. С. 32–42.*
- Котенко Т.А., Сандимирова Е.И., Котенко Л.В.* Извержения вулкана Эбеко (Курильские острова) // *Материалы ежегодной конференции, посвященной Дню вулканолога “Вулканизм и связанные с ним процессы”. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2019. С. 187–190.*
- Руленко О.П.* Экспериментальное исследование электризации вулканических облаков / Автореф. дисс. ... канд. физ.-мат. наук. СПб., 1994. 16 с.
- Рыбин А.В., Чибисова М.В., Дегтерев А.В.* Активность вулканов Курильских островов в 2016 г. // *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2017. № 1. Вып. 33. С. 83–88.*
- Фирстов П.П., Котенко Т.А., Акбашев Р.Р.* Усиление эксплозивной активности вулкана Эбеко в апреле–июне 2020 г. // *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2020. № 2. Вып. 46. С. 10–15.* <https://doi.org/10.31431/1816-5524-2020-2-46-10-15>
- Чернева Н.В., Фирстов П.П.* Формирование локального электрического поля атмосферы на Камчатке под влиянием природных процессов. Владивосток: Дальнаука, 2018. 127 с.
- Akbashev R.R., Firstov P.P., Cherneva N.V.* Recording of atmospheric electrical potential gradient in the central part of Kamchatka peninsula // *E3S Web Conf. 2018. V. 62. P. 1–8.* <https://doi.org/10.1051/e3sconf/20186202013>
- Akbashev R.R., Firstov P.P.* The response of the atmospheric electric potential gradient to the ash clouds of v. Shiveluch and v. Ebeko (Peninsula Kamchatka, Island Paramushir, Russia) // *IOP Conference Series: Materials Science and Engineering. 2019. 698: 044042.* <https://doi.org/10.1088/1757-899X/698/4/044042>
- Behnke S.A., Thomas R.J., McNutt S.R. et al.* Observations of volcanic lightning during the 2009 eruption of Redoubt Volcano // *J. Volcanol. Geotherm. Res. 2013. V. 259. P. 214–234.*
- Belousov A., Belousova M., Auer A. et al.* Mechanism of the historical and the ongoing Vulcanian eruptions of Ebeko volcano, Northern Kuriles // *Bull. of Volcanology. 2021. V. 83. Iss. 4. P. 3–24.* <https://doi.org/10.1007/s00445-020-01426-z>
- Gorshkov G.S.* Kurile Islands // *Catalog of Active Volcanoes of the World and Solfataral Fields. 1958. 852 Rome, IAVCEI 7: 1–99.*
- Lacks D. J., Levandovsky A.* Effect of particle size distribution on the polarity of triboelectric charging in granular insulator systems // *J. of Electrostatics. 2007. V. 65. Es. 2. P. 107–112.* <https://doi.org/10.1016/j.elstat.2006.07.010>
- Lane S.J., Gilbert J.S.* Electric potential gradient changes during explosive activity at Sakurajima volcano, Japan // *Bull. of Volcanology. 1992. V. 54. P. 590–594.*
- Mendez Harper J., Cimarelli C., Cigala V. et al.* Charge injection into the atmosphere by explosive volcanic eruptions through triboelectrification and fragmentation charging // *Earth and Planet. Science. 2021. Lett. 574. 117–162.* Retrieved from <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012821X21004179>. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2021.117162>
- Miura T., Koyaguchi T., Tanaka Y.* Measurements of electric charge distribution in volcanic plumes at Sakurajima volcano Japan // *Bull. of Volcanology. 2002. V. 64. P. 75–93.*
- Tanakadate H.* Volcanic activity in Japan during the period between July 1934 and October 1935 // *Japanese J. Astr. Geophys. 1936. V. 13. P. 121.*
- Walter T.R., Belousov A., Belousova M. et al.* The 2019 Eruption Dynamics and Morphology at Ebeko Volcano Monitored by Unoccupied Aircraft Systems (UAS) and Field Stations // *Remote Sens. 2020. 12. 1961.* <https://doi.org/10.3390/rs12121961>

Results of Long-Term Observations of the Electric Field of the Atmosphere During the Eruption of Volcano Ebeko in the Period 2018–2020

R. R. Akbashev^{1, 2, *} and E. O. Makarov^{1, 2}

¹*Kamchatka Branch, Federal Research Center “Unified Geophysical Service of the Russian Academy of Sciences”, bulvar Piipa, 9, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006 Russia*

²*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Bolshaya Gruzinskaya str., 10, bld. 1, Moscow, 123242 Russia*

**e-mail: arr@emsd.ru*

In order to study the processes of formation of Volume charges in the eruptive clouds of the eruptions of the Ebeko volcano in the period 2018–2020, observations of the atmospheric electric potential gradient in the city of Severo-Kurilsk were carried out. 179 cases were recorded when the propagation of an eruptive cloud occurred in cloudless or low-cloud conditions and was accompanied by a response in variations of the atmospheric electric potential gradient. Four types of responses in variations of the potential gradient of the electric field of the atmosphere are revealed, it is shown that the type of recorded response is determined by the conditions of propagation of the eruptive cloud relative to the point of registration, and also determined by the relative location of the lower and upper regions of the eruptive cloud at the time of registration of the response. At the same time, the negative volume charge prevails in the eruptive cloud, which is localized in the upper region of the eruptive cloud, the positive volume charge is localized in the lower region. The data of field observations are consistent with the results of numerical modeling.

Keywords: explosive cloud, electrification of eruptive clouds, of the atmospheric electric potential gradient, volumetric electrostatic charge

УДК 550.34

ГЛУБИННОЕ СКОРОСТНОЕ СТРОЕНИЕ И СЕЙСМИЧНОСТЬ ЗАБАЙКАЛЬЯ (В СТВОРЕ ОПОРНОГО ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОГО ПРОФИЛЯ 1-СБ)

© 2023 г. В. М. Соловьев^{a, *}, В. С. Селезнев^b, А. С. Сальников^c, В. В. Чечельницкий^d,
Н. А. Гилёва^d, А. В. Лисейкин^b, А. А. Брыксин^{b, **}, Н. А. Галёва^a

^aАлтае-Саянский филиал Федерального исследовательского центра “Единая геофизическая служба РАН”,
просп. акад. Коптюга, 3, Новосибирск, 630090 Россия

^bСейсмологический филиал Федерального исследовательского центра “Единая геофизическая служба РАН”,
просп. акад. Коптюга, 3, Новосибирск, 630090 Россия

^cСибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья,
Красный просп., 67, Новосибирск, 630091 Россия

^dБайкальский филиал Федерального исследовательского центра “Единая геофизическая служба РАН”,
ул. Лермонтова, 128, Иркутск, 664033 Россия

*e-mail: solov@gs.sbras.ru

**e-mail: fater.gs@gmail.com

Поступила в редакцию 09.08.2022 г.

После доработки 20.09.2022 г.

Принята к публикации 23.12.2022 г.

Представлен анализ сейсмичности и глубинного строения Забайкалья в створе опорного геофизического профиля 1-СБ. Установлено сложное неоднородное строение земной коры и верхней мантии. Мощность земной коры изменяется от 40 км в юго-восточной части профиля и на участках межгорных впадин в северо-западной части до 48 км на участках горных хребтов. Сильно изменяются и значения граничных скоростей по границе M от повышенных значений в 8.4–8.5 км/с для Р-волн и 4.9–4.95 км/с для S-волн (в особенности в юго-восточной части профиля) до пониженных значений в 7.8–8.0 км/с для Р-волн и 4.6–4.7 км/с для S-волн на участке Байкальской рифтовой зоны в северо-западной части профиля. Сильное неоднородное строение среды по значениям скоростей упругих волн, отношениям скоростей V_p/V_s и коэффициенту Пуассона установлено для верхней и средней коры на глубинах 8–20 км. Установлена приуроченность зон повышенной сейсмичности к блокам земной коры с неоднородным скоростным строением по данным разнополяризованных Р- и S-волн. Повышенной неоднородностью в верхней части земной коры по данным скоростей упругих волн и вторичных параметров среды (отношениям V_p/V_s , параметру $K^* = V_p/(\gamma - 1)$, где $\gamma = V_p/V_s$, коэффициенту Пуассона (σ)) характеризуется район Байкальской рифтовой зоны, в непосредственной близости от крупнейшего Муйского землетрясения 1957 г. с $M = 7.6$. Выделен в створе профиля также ряд других неоднородных глубинных зон по аномалиям скоростей Р- и S-волн и вторичных параметров среды, в разной степени коррелирующих с сейсмоактивными участками по данным многолетних инструментальных наблюдений. Установленная однозначная связь крупных неоднородных зон верхней коры Забайкалья с накоплением напряжений и их разрядкой в виде сильных землетрясений позволяет делать обоснованным среднесрочный прогноз катастрофических событий.

Ключевые слова: профиль ГСЗ, скорость продольных и поперечных волн, коэффициент Пуассона, сейсмичность, Байкальская рифтовая зона, Муйское землетрясение 1957 г. с $M = 7.6$

DOI: 10.31857/S0203030623700086, **EDN:** MHQASN

ВВЕДЕНИЕ

Площадь исследований охватывает юго-восточную часть Забайкалья и Северное Прибайкалье. В структурно-тектоническом плане она находится в пределах крупных тектонических структур Центрально-Азиатского складчатого пояса (рис. 1а). Длительный и сложный процесс эволю-

ции этого крупнейшего складчатого пояса в различных геодинамических обстановках [Зоненшайн и др., 1976], мозаичное переплетение в его пределах разнородных тектонических структур, развитие в регионе магматических и, прежде всего, вулканогенных пород свидетельствуют о сложном неоднородном строении коры и мантии территории Забайкалья и Прибайкалья. Одной из

значимых тектонических единиц площади исследований является крупнейшая на Евразийском континенте Байкальская рифтовая зона (БРЗ), протягивающаяся примерно на полторы тысячи километров с юга-запада на северо-восток (см. рис. 16), характеризующаяся современным растяжением коры и чередованием в ее пределах крупных рифтовых впадин и сопряженных с ними поднятий в горах. Сейсмичность значительной части Забайкалья по данным инструментальных наблюдений (см. рис. 16) определяется как умеренная и слабая [Соловьев, 1985; Солоненко, 1968]. Всего за последние 60 лет сейсмологи зафиксировали в Забайкалье 18 землетрясений с магнитудой свыше 4.5. Наиболее сейсмичной является северная часть Забайкалья и Северного Прибайкалья в пределах Байкальской рифтовой зоны (БРЗ), где в 1957 г. произошло крупнейшее землетрясение для всей территории Прибайкалья и Забайкалья – Муйское землетрясение с магнитудой 7.6 и интенсивностью сотрясений 10 баллов. Северо-Муйский район в Северном Прибайкалье в настоящее время является одним из самых сейсмоактивных, в котором ежегодно регистрируются до 800 землетрясений с магнитудой $M \geq 1.1$ и средними глубинами землетрясений в 5–15 км. Земная кора этого региона находится в условиях растяжения.

Что касается восточной и южной части площади исследований, сильные ощутимые землетрясения на них происходят достаточно редко и поэтому пристально изучаются. К одним из таких крупных сейсмических событий относится Балейское землетрясение 2006 года с $M = 4.7$ вблизи г. Балей Забайкальского края (51.710 с.ш., 116.420 в.д., см. рис. 16), которое охватило значительную площадь и было зарегистрировано всеми станциями сети БФ ФИЦ ЕГС РАН [Мельникова и др., 2011, 2014; Радзиминович и др., 2012].

Большинство землетрясений приурочено к неоднородностям физико-механических свойств среды [Radziminovich et al., 2016; Пузырев, 1993; Соловьев и др., 2003; Солоненко, 1968]. Отсутствие детальной геофизической и, прежде всего, сейсмической информации о сейсмоактивной среде делает зачастую, практически невозможным предсказание развития сейсмических процессов в активизированных зонах.

Ниже, в створе опорного 1200-километрового геофизического профиля 1-СБ проведено исследование взаимосвязи между глубинной структурой и сейсмичностью в этом регионе. Неоднородные глубинные структуры в створе профиля в крупных тектонически-активных областях (таких, как БРЗ) Центрально-Азиатского складчато-

го пояса являются зонами накопления напряжений и их разрядке в виде катастрофических землетрясений и длительной последовательности афтершоков.

ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ НА ОПОРНОМ ГЕОЛОГО- ГЕОФИЗИЧЕСКОМ ПРОФИЛЕ 1-СБ

Методические аспекты полевых наблюдений

Профиль 1-СБ (Восточный участок) является одним из опорных геолого-геофизических профилей, выполняемых Роснедра на территории России [Соловьев и др., 2016; Kashubin et al., 2017; Кашубин и др., 2018; Pavlenkova et al., 2020]. Вдоль него выполнен комплекс геофизических исследований, включающий методы ОГТ, КМПВ, ГСЗ, МТЗ и другие, направленные на изучение крупных металлогенических провинций Восточного Забайкалья и системное обновление фундаментальной геолого-геофизической информации о строении и динамике недр.

По результатам полевых сейсмических наблюдений было получено 46 годографов с записями рефрагированных Р- и S-волн от границ в земной коре, преломленных и отраженных Р- и S-волн от поверхности Мохоровичича на удалениях 0–300 км. Максимальная дальность регистрации на ряде годографов достигала 400–450 км [Соловьев и др., 2016, 2017а].

Непрерывный мониторинг сейсмичности проводится региональной сетью цифровых сейсмических станций ФИЦ ЕГС РАН, оснащенных, преимущественно, короткопериодной аппаратурой. От средней точки профиля 1-СБ на расстоянии 700 км расположено 30 сейсмостанций. На большей части территории прохождения профиля 1-СБ обеспечивается представительность регистрации землетрясений с магнитудой $M = 2$, только на юго-восточном 250-километровом участке наблюдается представительность хуже $M = 3$. В целом на территории Прибайкалья и Забайкалья за 70-летний период наблюдений (с 1950 г.) было зарегистрировано более 5000 сейсмических событий с $M \geq 3.0$ (см. рис. 16) или (более 200000 сейсмических событий с $M > 1.4$), в том числе около 4800 событий с магнитудой M от 1.4 до 6.2 в 50-километровой полосе профиля 1-СБ.

Интерпретация и результаты глубинных сейсмических исследований

Основные положения интерпретации экспериментальных сейсмических данных и ряд ре-

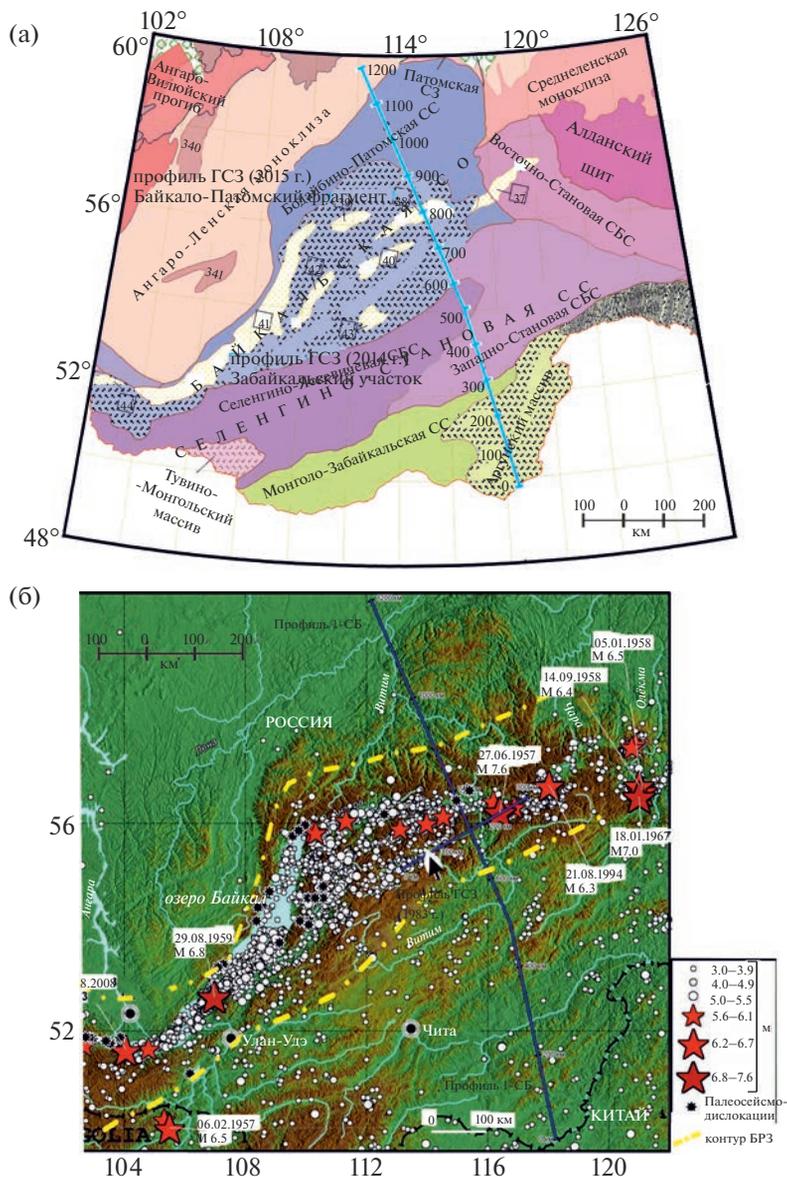


Рис. 1. Схема тектонического районирования согласно [Соловьев, 1985] (а) и карта эпицентров землетрясений Прибайкалья и Забайкалья с $M \geq 3.0$ с 1950 по 2018 гг. (б).

Контуры Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) – по [Солоненко, 1968].

Профиль 1-СБ на рисунке – это опорный 1200-километровый геофизический профиль, вдоль которого выполнены сейсмические наблюдения методом ГСЗ; координаты километража ряда точек по профилю из Google Map: 0 – 49.7575, 118.2461; 300 – 52.35639, 117.271; 600 – 54.94639, 116.1631; 900 – 57.44021, 114.1887; 1200 – 59.87866, 112.145.

результативных материалов по профилю 1-СБ изложены в работах [Соловьев и др., 2016; Соловьев и др., 2017а, 2017б], поэтому ниже представлены только главные результаты, относящиеся к исследуемой теме о связи сейсмичности Забайкалья и Прибайкалья с неоднородностями в земной коре по сейсмическим данным на профиле 1-СБ.

Поверхность Мохоровичича расположена на глубинах порядка 40 км в юго-восточной половине профиля и от 40 до 48 км в северо-западной части (рис. 2). Под крупными хребтами (Южно-Муйским, Северо-Муйским и Делюн-Уранским) мощность земной коры повышена до 45–48 км. Эффективная скорость распространения сейсми-

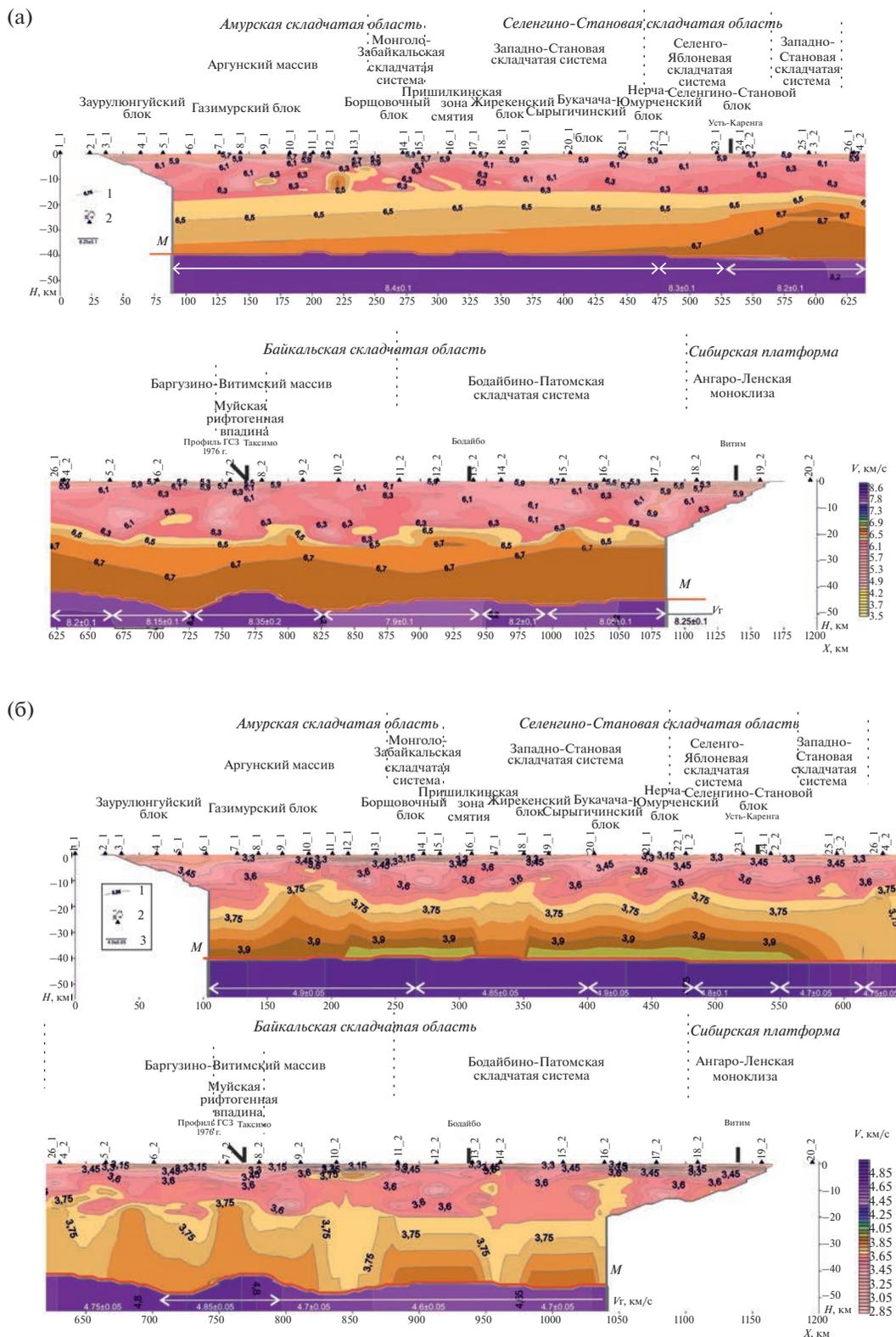


Рис. 2. Глубинные сейсмические разрезы по данным продольных (а) и поперечных (б) волн. 1 — изолинии скорости, км/с; 2 — источники возбуждения; 3 — значения граничной скорости по границе Мохорoviчича, км/с.

ческих волн до границы *M* по данным отраженных продольных и поперечных волн составляет соответственно 6.4–6.5 и 3.65–3.75 км/с.

Граничная скорость продольных волн по поверхности Мохоровичича имеет повышенные значения в 8.40 ± 0.15 км/с в юго-восточной половине профиля и в центральной части Баргузино-Витимского массива в пределах Муйской глыбы [Puzirev et al., 1979; Пузырев, 1981] ($X = 745\text{--}805$ км) в северо-западной половине профиля (см. рис. 2а).

Пониженные значения граничной скорости Р-волн от границы *M* в 7.8–8.0 км/с отмечены в области сочленения Баргузино-Витимского массива и Бодайбино-Патомской складчатой системы Байкальской складчатой области ($X = 825\text{--}945$ км). На других участках установлены нормальные значения граничной скорости продольных волн в 8.1 ± 0.1 км/с (см. рис. 2а). В целом, полученное распределение граничной скорости на профиле 1-СБ коррелирует с ее площадным распределением по материалам ГСЗ 70–80-х годов прошлого столетия [Puzirev et al., 1979; Пузырев, 1993; Крылов и др., 1990; Мишенькин и др., 1999; Суворов и др., 2002] и с результатами площадных сейсмологических исследований в пределах Забайкалья [Соловьев и др., 2017б].

Граничная скорость S-волн имеет повышенные значения в 4.85–4.95 км/с в юго-восточной части профиля 1-СБ (см. рис. 2б). В северо-западной части граничная скорость S-волн по границе *M* в целом изменяется от 4.6 до 4.9 км/с. Более высокие значения скорости S-волн (более 4.7 км/с) отмечаются в пределах Баргузино-Витимского массива (особенно в районе Муйской глыбы) и в северо-западной части Бодайбино-Патомской складчатой системы (см. рис. 2б). Пониженные значения граничной скорости S-волн по границе *M* в 4.6 км/с отмечены в области сочленения Баргузино-Витимского массива и Бодайбино-Патомской складчатой системы, Западно-Становой складчатой системы и Баргузино-Витимского массива (см. рис. 2б).

Чрезвычайно неоднородна по распределению скоростей Р- и S-волн верхняя часть земной коры до глубин 10–15 км (см. рис. 2). По данным продольных волн на глубинах 5–15 км в пределах профиля выделяются несколько высокоскоростных блоков со скоростью 6.3–6.5 км/с. Зоны повышенных скоростей прослеживаются в северо-западной части Газимурского блока, Пришилкинской зоне, Букачача-Сырыгинском блоке, Баргузино-Витимском массиве, в области сочленения Баргузино-Витимского массива и Бодайбино-Патомской складчатой системы и в северо-

западной части Бодайбино-Патомской складчатой системы.

Зоны пониженных скоростей (6.0–6.1 км/с) на тех же глубинах выделяются в центральной части Газимурского блока, в области сочленения Букачача-Сырыгинского и Жирекенского блоков, в юго-восточной и центральной части Баргузино-Витимского массива и в центральной части Бодайбино-Патомской складчатой системы. Значения пластовой скорости в средней части земной коры составляют 6.4–6.5 км/с; в нижней части разреза – 6.6–6.7 и 6.7–6.8 км/с для юго-восточной и северо-западной частей профиля соответственно (см. рис. 2а).

По данным S-волн выделяются зоны пониженных значений скорости (около 3.4–3.5 км/с) в самой верхней части разреза на юго-востоке профиля в пределах Заурулюнгуйского, Борщовочного и южной части Букачача-Сырыгинского тектонических блоков (см. рис. 2б), зоны повышенных значений (около 3.6–3.7 км/с) в Газимурском блоке, Пришилкинской зоне, Жирекенском и Букачача-Сырыгинском блоках. В северо-западной его части наиболее высокими значениями скорости поперечных волн в верхней части земной коры (3.65–3.75 км/с) характеризуются высокогорные участки в пределах Селенгино-Станового блока Селенгино-Становой складчатой системы, Баргузино-Витимского массива и Патомского нагорья Байкальской складчатой области (см. рис. 2б).

Пониженные значения скорости S-волн (3.0–3.3 км/с) установлены на участках межгорных впадин (Муйско-Кондинская впадина, 740–790 км и др.) и на участке Ангаро-Ленской моноклизы Сибирской платформы. На глубинах 10–15 км скорость поперечных волн в целом по профилю возрастает до 3.65–3.75 км/с. Значения пластовой скорости S-волн в нижней части земной коры по профилю составляют 3.85–3.95 км/с в юго-восточной части профиля и 3.75–3.85 км/с – в северо-западной.

По соотношению скоростей Р- и S-волн в верхней коре профиля явно выделяются значительные участки пониженных значений отношений V_p/V_s (1.60–1.70) (рис. 3а). В самой верхней части земной коры это блоки: Заурулюнгуйский (30–60 км), Газимурский (100–210 км) и Букачача-Сырыгинский (360–450 км, на глубине 10–15 км). В северо-западной половине профиля участки с такими значениями отношений V_p/V_s на глубинах 3–25 км (640–870 км) пространственно совпадают с крупными хребтами: Каларским, Южно- и Северо-Муйским и Делюн-Уран-

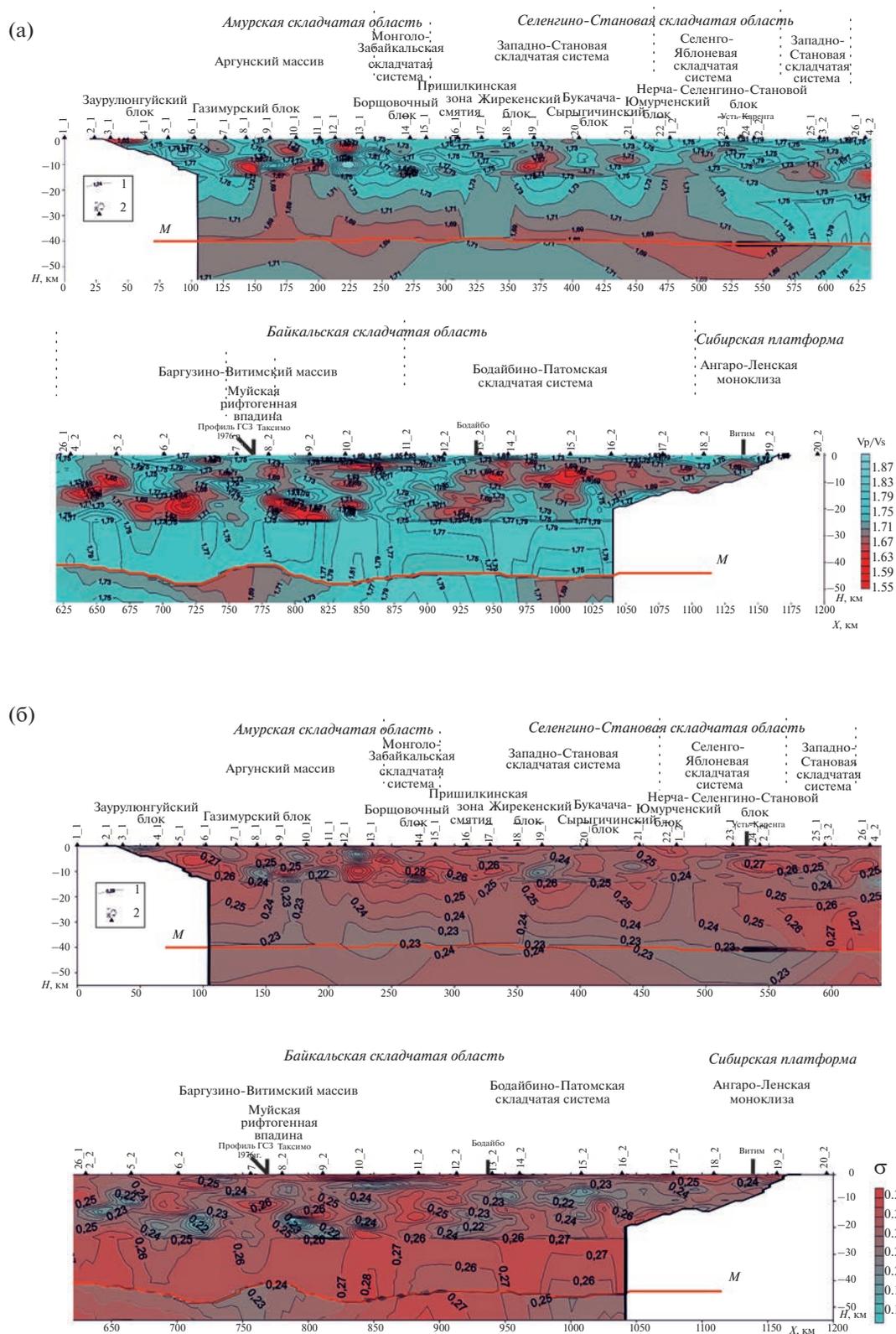


Рис. 3. Распределение отношений скоростей P- и S-волн (а) и коэффициента Пуассона (б) в земной коре и верхней мантии на профиле 1-СБ.

1 – изолинии скорости, км/с; 2 – пункты взрыва: номер участка (1 – Забайкальский, 2 – Байкало-Патомский) и номер ПВ.

ским. Под Каларским и Делюн-Уранским хребтами зоны пониженных отношений V_p/V_s расположены на меньших глубинах, чем под Южно- и Северо-Муйским. Между крупными хребтами в верхней части земной коры выделяются зоны повышенных отношений V_p/V_s в 1.75–1.80. В Бодайбино-Патомской складчатой системе (930–1120 км) зоны пониженных отношений V_p/V_s (1.60–1.70) прослеживаются на небольших глубинах (3–10 км). На участке 875–925 км указанная система отделена от Баргузино-Витимского массива зоной повышенных отношений V_p/V_s (1.75–1.80), прослеживающейся до глубины 25 км.

Аналогично отношению скоростей Р- и S-волн установлено распределение значений коэффициента Пуассона (σ) (см. рис. 3б). Наиболее контрастные его изменения в верхней коре на глубинах 8–20 км отмечены на участках Газимурского блока ($\sigma = 0.21–0.27$), в области сочленения Аргунского массива с Монголо-Забайкальской складчатой системой (σ от 0.22 до 0.30), в пределах Жирекенского блока ($\sigma = 0.20–0.26$), в области сочленения Западно-Становой складчатой системы и Баргузино-Витимского массива ($\sigma = 0.20–0.26$), в пределах Баргузино-Витимского массива ($\sigma = 0.20–0.28$) и в Бодайбино-Патомской складчатой системе ($\sigma = 0.21–0.25$) (см. рис. 3б).

Работы ГСЗ в створе опорного профиля 1-СБ выполнялись в рамках методики точечных сейсмических зондирований [Пузырев, 1975, 1993; Крылов, 2006]. Согласно данной методики точность определения полученных выше скоростей в статье составляет ± 0.1 км/с, а границ $\sim 3\%$ от глубины.

К АНАЛИЗУ СЕЙСМИЧНОСТИ В СТВОРЕ ПРОФИЛЯ 1-СБ

С использованием полученной в пределах профиля 1-СБ сейсмической информации по данным разнополяризованных Р- и S-волн проведен анализ аномалий в распределении упругих параметров и сейсмичности вдоль профиля (по данным многолетних наблюдений, см. рис. 1б). Достаточно информативными по изучению зон неоднородностей как в верхней части земной коры, так и в целом во всей земной коре и мантии являются структурные параметры среды (мощности отдельных слоев и всей толщи коры), активные разломы и упругие параметры среды [Glaznev et al., 1989; Wang et al., 2013; Artemieva et al., 2002; Carbonell et al., 2013; Пузырев, 1993; Соловьев и др., 2003]. Для верхней толщи земной коры сейсмоак-

тивных зон информативным является также параметр $K^* = V_p/(\gamma - 1)$, где $\gamma = V_p/V_s$, связанный со скоростями Р- и S-волн. В сейсмологии этот параметр называется фиктивной скоростью. Повышенные значения параметра K^* (до 9–10 км/с) отвечают кристаллическим породам с высоким содержанием кремнезема (SiO_2), с повышенным модулем сдвига и удельной энергоемкости [Крылов, 2006]. Детальный анализ площадного распределения параметра K^* в Алтае-Саянском регионе показал его высокую информативность при выявлении неоднородностей в земной коре, к границам которых тяготеют крупнейшие землетрясения [Соловьев и др., 2007]. Так, протяженная 90-километровая афтершоковая зона Чуйского землетрясения 2003 г. ($M = 7.3$) коррелирует с зоной перехода от высоких (до 9.2 км/с) к низким (до 8.0–8.2 км/с) значениям исследуемого параметра. При этом сама афтершоковая зона (длинная ось эллипса афтершоков) расположена по касательной к границам блоков с неоднородным строением. Подобный факт отмечен также и для крупного Урэг-Нурского землетрясения 1970 г. ($M = 7.0$) на юге Алтая. По-видимому, области среды между однородными (по упругим свойствам) блоками менее прочны (более нарушены региональными и локальными разломами), что способствует распространению в них афтершокового процесса с высвобождением накопленной в земной коре энергии.

Ниже, на профиле 1-СБ, проведен подобный анализ пространственной связи параметра K^* и других физически содержательных параметров (распределения коэффициента Пуассона, модулей сдвига и др.) с сейсмичностью территории Забайкалья. Распределение параметра K^* по профилю 1-СБ (рис. 4б) для верхней части земной коры показывает, что чрезвычайно неоднородной является земная кора области сочленения Аргунского массива и Монголо-Забайкальской складчатой системы Амурской складчатой области, Селенгино-Становой складчатой области, северо-западной части Баргузино-Витимского массива Байкальской складчатой области и юго-восточной части Бодайбинско-Патомской складчатой системы, где в глубинном распределении параметра K^* (на глубинах 5–20 км) отмечается чередование зон пониженных (7.1–8.0 км/с) и повышенных (до 9.2–10.5 км/с) значений. Достаточно контрастными выглядят эти зоны и в отношении скоростей V_p/V_s и значениях коэффициента Пуассона (см. рис. 3).

Проведенный анализ сейсмичности (см. рис. 4а) в 50-километровой полосе профиля показывает, что около 85% землетрясений (из выделенных

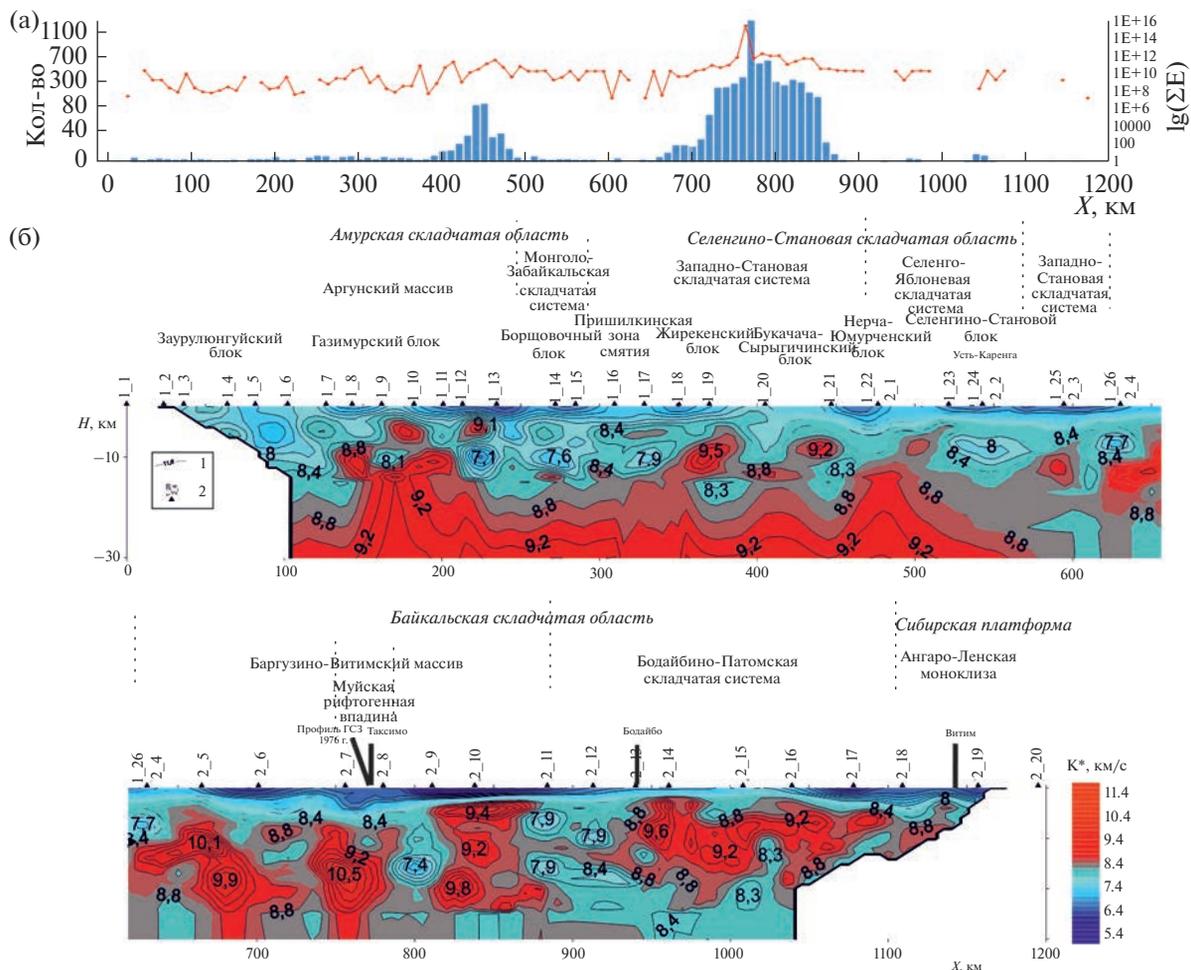


Рис. 4. К анализу сейсмичности и глубинного строения на профиле 1-СБ, Восточный участок.

а – график количества землетрясений с магнитудой от 1.4 до 6.2 в 50-километровой полосе профиля 1-СБ за инструментальный (40-летний) период наблюдений (голубым цветом) и график выделенной сейсмической энергии ($\lg \Sigma E$) (красным цветом); б – распределение параметра $K^* = V_p / (\gamma - 1)$ (где $\gamma = V_p / V_s$) в земной коре на профиле 1-СБ (Восточный участок).

1 – изолинии параметра K^* , км/с; 2 – источники возбуждения (1 – Забайкальский фрагмент, 2 – Байкало-Патомский фрагмент).

4800 событий с магнитудой от 1.4 до 6.2) приходятся на участок 670–820 км в пределах Байкальской рифтовой зоны. Здесь, в непосредственной близости от профиля 1-СБ (около 70 км на северо-восток от места пересечения с профилем ГСЗ 1983 г., см. рис. 1б), в 1957 г. произошло крупнейшее Муйское землетрясение с магнитудой 7.6 [Солоненко, 1968; Соловьев, 1985].

Выраженной локальной сейсмичностью, хотя и менее сильной, чем в рифтовых впадинах, отмечается участок $X = 420\text{--}480$ км в пределах Нерча-Юмурченского блока Селенгино-Становой складчатой области (рис. 5); слабо сейсмичной является зона Амурской складчатой области и Бодайбино-Патомской складчатой системы (см. рис. 1б, 5).

Из графиков на рис. 4а и 5 следует также, что даже при малом количестве событий в южной части площади выделенная сейсмическая энергия достаточно ощутима. Высокая контрастность зоны ($X = 210\text{--}260$ км) в параметрах V_p/V_s , σ и K^* , а также регистрация в районе Борщовочного хребта Балецкого землетрясения с $M = 4.7$ (см. рис. 5) указывают на вероятность возникновения сильных землетрясений и в других малосейсмичных зонах, где по сейсмическим данным отмечены значительные неоднородности в верхней части земной коры. Подобный факт возникновения сильных землетрясений при в целом слабой и умеренной сейсмичности территории ранее отмечен был исследователями и для Западного Забайкалья [Мельникова и др., 2014].

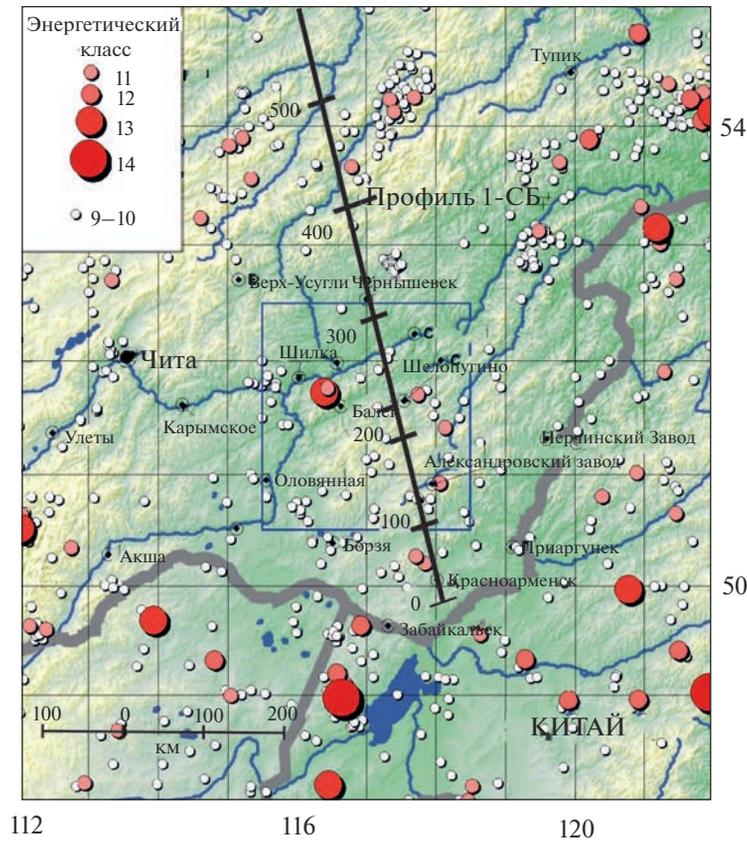


Рис. 5. Карта эпицентров Юго-Восточного Забайкалья по инструментальным данным за период с 01.01.1962 по 31.03.2006 гг. [Мельникова и др., 2014].

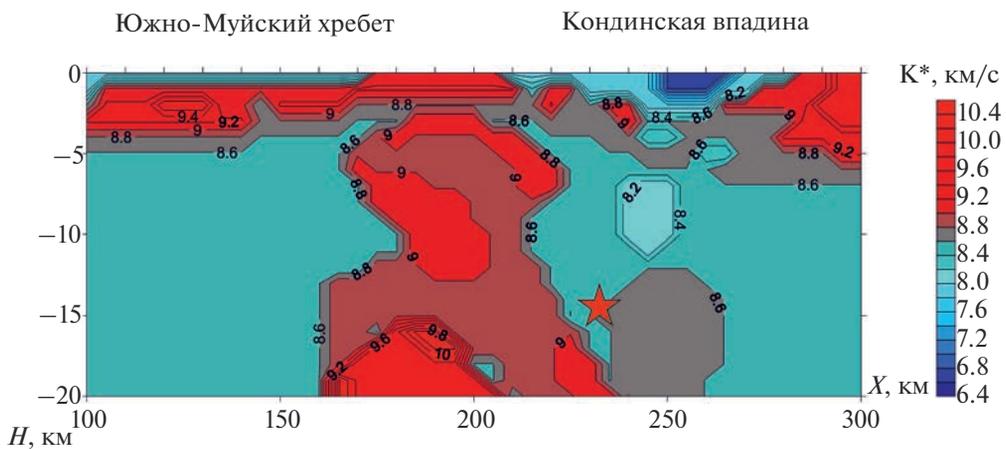


Рис. 6. Распределение параметра $K^* = V_p/(\gamma-1)$ (где $\gamma = V_p/V_s$) в земной коре на профиле ГСЗ 1983 г. Звездочкой отмечен гипоцентр Муйского землетрясения с $M = 7.6$.

К таким “потенциально сейсмичным” зонам, кроме выделенных выше областей с повышенной сейсмичностью, можно отнести участки $X = 260–290$ км (в пределах Боршовочного хребта),

$X = 320–380$ км (в пределах Шилкинского хребта), $X = 610–650$ (Витимское плоскогорье), $X = 1000–1040$ км (северо-восток Бодайбино-Патомской складчатой системы) (см. рис. 1, 5).

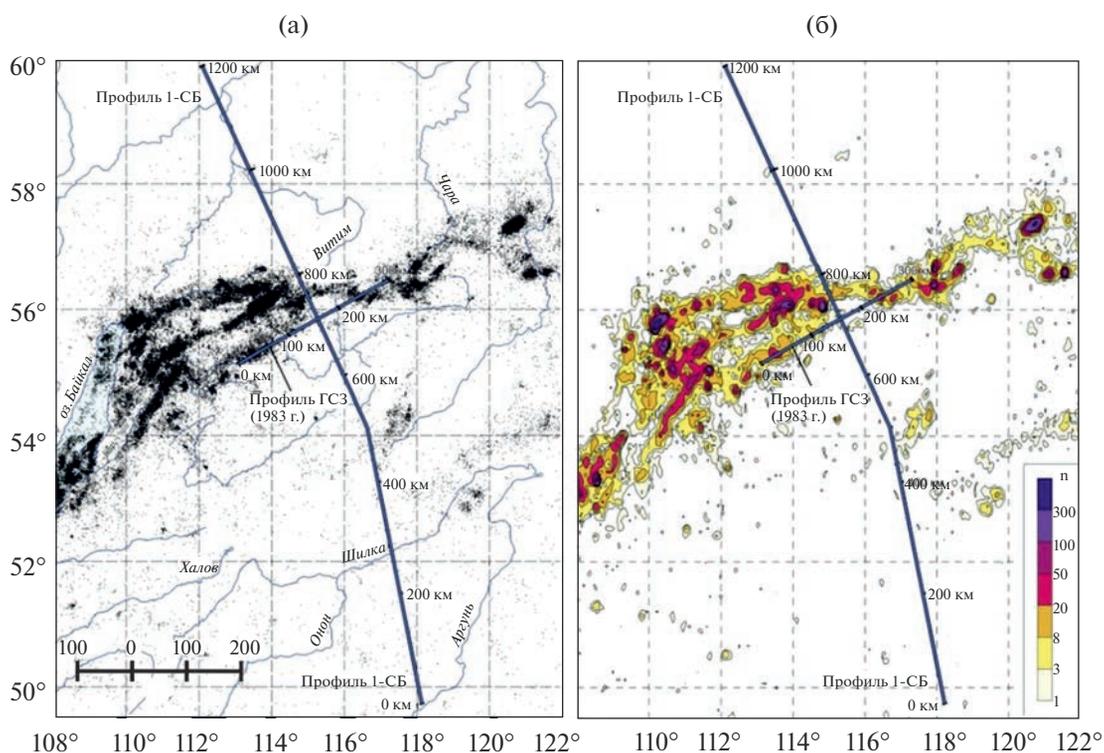


Рис. 7. Карта эпицентров землетрясений с $M \geq 1.4$ (а) и их плотности (б) за период 1975–2014 гг.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ СРЕДЫ В РАЙОНЕ МУЙСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 1957 г. с $M = 7.6$

Детальные сейсмические исследования 1970–1980 гг. в Муйском регионе установили, что и спустя два десятилетия после Муйского землетрясения земная кора находится в напряженном состоянии; выявлено ее неоднородное строение по параметрам: мгновенная прочность на сдвиг, упругая энергоемкость, коэффициент Пуассона, отношение скоростей Р- и S-волн [Пузырев, 1993; Мишенькин и др., 1999]. Значительный контраст отмечается также и по рассчитанному в настоящей статье параметру K^* в верхней коре района Муйского землетрясения на профиле ГСЗ 1983 г. (см. рис. 1б, 6), что еще раз подтверждает его информативность как вторичного параметра при анализе сейсмогенных зон.

Пониженные значения параметра K^* (8.0–8.2) отмечаются на участке Кондинской впадины ($X = 230–270$ км), повышенные значения K^* (до 9.0–9.8) – на участках хребтов Станового нагорья ($X = 160–230$ км) (см. рис. 6). Зона с повышенными значениями K^* характеризуется также повышенными значениями скорости продольных волн во всей толще земной коры и обособляется исследователями как зона сейсмического затишья [Пузырев, 1993]. На ортогональном профиле

1-СБ указанная высокоскоростная зона (по параметру K^*) обособляется на участке $X = 730–770$ км (см. рис. 4б), а зона с пониженными значениями K^* на участке $X = 780–810$ км. Наглядно зону сейсмического затишья в месте пересечения профилей 1-СБ и ГСЗ 1983 г. иллюстрируют карты эпицентров землетрясений с $M \geq 1.4$ и их плотности по данным за период 1975–2014 гг. (рис. 7).

Площадка осреднения составляет для карты плотности по $\varphi = 0.05^\circ$, по $\lambda = 0.07^\circ$, что примерно соответствует прямоугольнику 6×4 км. Из сравнения фрагментов разрезов по параметру K^* на рис. 4б и рис. 6 следует также, что более сильный контраст в значениях K^* отмечается на ортогональном профиле 1-СБ: от 7.4 до 10.5 км/с на профиле 1-СБ и от 8.2 до 10.0 км/с на профиле ГСЗ 1983 г.

Выделяемое под зоной сейсмического затишья в области пересечения профилей в земной коре высокоскоростное тело на основе анализа ряда вторичных параметров среды (плотности, модулей объемного сжатия, удельной упругой энергоемкости, сдвига и др.) охарактеризовано исследователями как область аккумуляции упругой потенциальной энергии, разрядка которой на краевых его участках привела к возникновению крупных землетрясений (Северобайкальского 1917 г. и Муйского 1957 г. соответственно в запад-

ной и восточной его ограничениях) [Пузырев, 1993; Мишенькин и др., 1999]. Исследователями особо подчеркивается повышение в его пределах модуля сдвига на 15–20% от среднего значения в изученной области. Вследствие этого тело обладает относительно повышенной способностью к накоплению упругой потенциальной энергии при его деформировании приложенными силами. Пониженный контраст в значениях K^* на профиле ГСЗ 1983 г. в районе Муйского землетрясения по сравнению с более сильным его изменением на профиле 1-СБ может быть обусловлен повышенной разрушенностью среды зоны Муйского землетрясения. Для данного участка отмечается более высокая плотность эпицентров землетрясений (см. рис. 7); кроме того, аномальные участки с пониженными значениями K^* в сопредельных с высокоскоростным блоком на профилях сильно отличаются по значениям коэффициента Пуассона: более низкие значения σ (около 0.25) отмечены в зоне Муйского землетрясения, в то время как на участке $X = 780–810$ км на профиле 1-СБ коэффициент Пуассона повышен до 0.28. Повышенный контраст аномалий в верхней коре в северо-западной части выделенного тела свидетельствует о сильном напряженном состоянии рассматриваемой зоны, разрядка которого может привести к катастрофическому землетрясению, подобного Муйскому. Начавшаяся в 2014 г. в Муяканском хребте, в непосредственной близости от профиля 1-СБ (порядка 50 км), мощная Муяканская последовательность землетрясений с главным толчком 23.05.2014 г. ($M = 5.5$) и большой серией афтершоков, в том числе и крупных [Мельникова и др., 2019], свидетельствует о начавшейся разрядке зоны с выделением значительной энергии. Примечательно, что примерно 100 лет назад (1917 г.) практически в этой зоне произошло крупное Северобайкальское землетрясение с магнитудой $M = 6.6$ ($\varphi = 56.0$, $\lambda = 113.8$) [Соловьев, 1985; Новый каталог, 1977].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Протяженный 1200-километровый опорный геолого-геофизический профиль 1-СБ пересекает ряд крупных тектонических структур Центрально-Азиатского складчатого пояса: Аргунский массив и Монголо-Забайкальскую складчатую систему Амурской складчатой области, Селенгино-Становую и Байкальскую складчатые области, Ангаро-Ленскую моноклизу Сибирской платформы. Столь разный состав крупных тектонических структур в пределах профиля, различающихся историй развития, характером

сочленения и напряженного состояния, находит свое отражение и в сильном различии упругих и структурных параметров среды. В створе профиля 1-СБ установлено сложное неоднородное строение земной коры и верхней мантии. Граница Мохоровичича в юго-восточной части профиля залегает практически горизонтально на небольших глубинах около 40 км; в северо-западной части профиля отмечены сильные изменения ее глубин от 40 км во впадинах до 48 км в районе крупных хребтов, таких как Южно-Муйский, Северо-Муйский и Делюн-Уранский. Сильно изменяются и значения граничной скорости по границе M – от повышенных значений в 8.4–8.5 км/с для Р-волн и 4.90–4.95 км/с для S-волн (в особенности в юго-восточной части профиля) до пониженных значений в 7.8–8.0 км/с для Р-волн и 4.6–4.7 км/с для S-волн на участке Байкальской рифтовой зоны в северо-западной части профиля. Сильное неоднородное строение среды по значениям скоростей упругих волн, отношениям скоростей V_p/V_s и коэффициенту Пуассона установлено для верхней и средней коры. Наиболее контрастные их изменения в верхней кристаллической коре на глубинах 8–20 км отмечены на участках Газимурского блока, в области сочленения Аргунского массива с Монголо-Забайкальской складчатой системой, в пределах Жирекенского блока, в области сочленения Западно-Становой складчатой системы и Баргузино-Витимского массива, в пределах Баргузино-Витимского массива и в Бодайбино-Патомской складчатой системе. Крупные неоднородности среды складчатых областей в условиях повышенного напряженного состояния являются индикаторами сейсмичности. Анализ сейсмичности территории Прибайкалья и Забайкалья и глубинного строения на профиле 1-СБ показал на приуроченность зон повышенной сейсмичности к выделенным блокам земной коры с неоднородным скоростным строением. Повышенной неоднородностью в верхней части земной коры по данным скоростей упругих Р- и S-волн, отношению V_p/V_s , коэффициенту Пуассона и параметру K^* в створе профиля, характеризуется район Байкальской рифтовой зоны, главным образом его центральная часть $X = 700–810$ км. Различие в этих индикативных параметрах в сопредельных блоках кристаллической коры в рассматриваемой зоне на глубинах 5–15 км достигает большой величины в 40%. Выделенный на участке пересечения профиля 1-СБ с профилем ГСЗ 1983 г. блок с повышенными значениями упругих параметров и модуля сдвига, пониженными значениями отношений V_p/V_s и коэффициента Пуассона рассматривается как накопитель упругой потенциальной

энергии, которая может разряжаться на краях. Именно в восточном его ограничении, в перемычке Муйско-Кондинской и Намаркитской впадин, и произошло крупнейшее Муйское землетрясение [Солоненко, 1968; Пузырев, 1993]. Земная кора этого участка спустя более полувека после землетрясения находится в напряженном состоянии, о чем свидетельствует значительное количество регистрируемых землетрясений (см. рис. 7). Контраст сейсмических аномалий на профиле 1-СБ в северо-западном ограничении выделенного блока более сильный, чем на участке Муйского землетрясения, что может свидетельствовать о повышенном здесь напряженном состоянии и может привести к крупнейшему землетрясению. Интенсивный афтершоковый процесс Муяканских землетрясений с 2014 по 2021 гг. указывает на начавшуюся разрядку этой напряженной зоны, в которой более 100 лет назад уже было крупное Северобайкальское землетрясение с $M = 6.6$.

В створе профиля 1-СБ выделен также ряд других неоднородных участков, как с выраженной локальной сейсмичностью (участок $X = 420-480$ км в пределах Нерча-Юмурченского блока Селенгино-Становой складчатой области), так и потенциальных зон, в которых могут произойти достаточно ощутимые землетрясения. К ним можно отнести участки $X = 260-290$ км (в пределах Борщовочного хребта), $X = 320-380$ км (в пределах Шилкинского хребта), $X = 610-650$ (Витимское плоскогорье), $X = 1000-1040$ км (северо-восток Бодайбино-Патомской складчатой системы).

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают признательность коллегам из Байкальского, Алтае-Саянского и Сейсмологического филиалов ФИЦ ЕГС РАН и АО “СНИИГГиМС”, участвующих в получении экспериментальных данных по Прибайкалью и Забайкалью, а также за ценные замечания при обсуждении статьи.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке Минобрнауки России (в рамках государственного задания № 075-01304-20) и с использованием данных, полученных на уникальной научной установке “Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира”, а также в соответствии с разделом “Государственная сеть опорных геолого-геофизических профилей, параметрических и сверхглубоких скважин” программы РФ “Воспроизводство и исполь-

зование природных ресурсов”, утвержденной постановлением Правительства РФ от 15.04.2014 г. № 322.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М.* Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 232 с.
- Кашубин С.Н., Петров О.В., Мильштейн Е.Д. и др.* Глубинное строение земной коры и верхней мантии Северо-Восточной Евразии // Региональная геология и металлогения. 2018. № 76. С. 9–21.
- Крылов С.В., Мандельбаум М.М., Селезнев В.С. и др.* Детальные глубинные сейсмические исследования в Верхнеангарском районе Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. 1990. Т. 31. № 7. С. 17–27.
- Крылов С.В.* Сейсмические исследования литосферы Сибири. Избранные труды. Новосибирск: Академическое изд-во “Гео”, 2006. 345 с.
- Мельникова В.И., Радзиминович Я.Б., Гилева Н.А. и др.* Балеиское землетрясение 6 января 2006 г.: отражение современной тектонической активности Восточного Забайкалья // Доклады Академии наук. 2011. Т. 437. № 6. С. 828–832.
- Мельникова В.И., Гилева Н.А., Радзиминович Я.Б., Масальский О.К.* О возможности возникновения сильных землетрясений в Западном Забайкалье // Материалы Российской конференции, посвященной 100-летию со дня рождения академика Н.Н. Пузырева “Геофизические методы изучения земной коры”. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2014. С. 194–198.
- Мельникова В.И., Гилева Н.А., Середкина А.И., Папкова А.А.* Сброшенные и кажущиеся напряжения в очаговых зонах сильных Муяканских землетрясений ($M_w = 4.5-5.5$) в 2014–2015 гг. (Байкальская рифтовая зона) // Материалы XVII Всероссийского совещания с международным участием “Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту” 15–20 октября 2019 г. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2019. № 17. С. 173–175.
- Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р., Петрик Г.В. и др.* Изучение земной коры и верхней мантии в Байкальской рифтовой зоне методом глубинного сейсмического зондирования // Физика Земли. 1999. № 7–8. С. 74–93.
- Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. М.: Наука, 1977. 536 с.
- Пузырев Н.Н.* Методика рекогносцировочных глубинных сейсмических исследований. –Новосибирск: Наука, 1975. 158 с.
- Пузырев Н.Н.* Недра Байкала (по сейсмическим данным). Новосибирск: Наука, 1981. 105 с.
- Пузырев Н.Н.* Детальные сейсмические исследования литосферы на Р- и S-волнах. Новосибирск: Наука, 1993. 199 с.

- Радзиминович Я.Б., Мельникова В.И., Середкина А.И. и др. Землетрясение 6 января 2006 г. ($M_w = 4.5$): редкий случай проявления сейсмической активности в Восточном Забайкалье // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 10. С. 1430–1444.
- Соловьев В.М., Селезнев В.С., Дучков А.Д., Лисейкин А.В. Деформационно-прочностное районирование земной коры Алтае-Саянской складчатой области // Международная конференция “Проблемы сейсмологии III-го тысячелетия”. Новосибирск, 2003. С. 332–337.
- Соловьев В.М., Селезнев В.С., Еманов А.Ф. и др. Глубинное строение литосферы Алтае-Саянского региона по данным промышленных взрывов, землетрясений и мощных вибрационных источников // Международный научно-практический семинар “Модели строения земной коры и верхней мантии”. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. С. 201–206.
- Соловьев В.М., Селезнев В.С., Сальников А.С. и др. Особенности сейсмического строения структур забайкальской части Центрально-Азиатского складчатого пояса в створе опорного геофизического профиля 1-СБ // Интерэкспо Гео-Сибирь. 2016. Т. 2. № 2. С. 234–238.
- Соловьев В.М., Сальников А.С., Селезнев В.С. и др. Глубинные сейсмические исследования на Байкало-Патомском фрагменте восточного участка опорного профиля 1-СБ // Интерэкспо Гео-Сибирь. 2017а. Т. 2. № 4. С. 106–112.
- Соловьев В.М., Чечельницкий В.В., Сальников А.С. и др. Особенности скоростного строения верхней мантии Забайкалья на участке Монголо-Охотского орогенного пояса // Геодинамика и тектонофизика. 2017б. Т. 8. № 4. С. 1065–1082.
- Соловьев С.Л. Геология и сейсмичность зоны БАМ. Сейсмичность. Новосибирск: Наука, 1985. 192 с.
- Солоненко В.П. Сейсмоструктура и современное структурное развитие Байкальской рифтовой зоны // Байкальский рифт. М.: Наука, 1968. С. 57–71.
- Artemieva I.M., Mooney W.D., Perchuc E., Thybo H. Processes of lithosphere evolution: new evidence on the structure of the continental crust and uppermost mantle // Tectonophysics. 2002. V. 358. № 1–4. P. 1–15.
- Carbonell R., Levander A., Kind R. The Mohorovičić discontinuity beneath the continental crust: An overview of seismic constraints // Tectonophysics. 2013. V. 609. P. 353–376.
- Glaznev V.N., Raevsky A.B., Sharov N.V. A model of the deep structure of the northeastern part of the Baltic Shield based on joint interpretation of seismic, gravity, magnetic and heat flow data // Tectonophysics. 1989. V. 162. № 1–2. P. 151–163.
- Kashubin S.N., Petrov O.V., Rybalka A.V. et al. Earth’s crust model of the South-Okhotsk Basin by wide-angle OBS data // Tectonophysics. 2017. V. 710–711. P. 37–55.
- Pavlenkova N.I., Kashubin S.N., Sakoulina T.S., Pavlenkova G.A. Geodynamic mature of the Okhotsk Sea lithosphere. An overview of seismic constraints // Tectonophysics. 2020. V. 777. P. 228–320.
- Puzirev N.N., Mandelbaum M.M., Krylov S.V. et al. New data from explosion seismology in the baikalian rift zone // Tectonophysics. 1979. V. 56. № 1–2. P. 128.
- Radziminovich N.A., Bayar G., Miroshnichenko A.I. et al. Focal mechanisms of earthquakes and stress field of the crust in Mongolia and its surroundings // Geodynamics & Tectonophysics. 2016. V. 7. № 1. P. 23–38.
- Suvorov V.D., Mishenkina Z. R., Petrik G. V. et al. Structure of the crust in the Baikal rift zone and adjacent areas from Deep Seismic Sounding data // Tectonophysics. 2002. V. 351. № 1–2. P. 61–74.
- Wang Y., Mooney W.D., Yuan X., Okaya N. Crustal Structure of the Northeastern Tibetan Plateau from the Southern Tarim Basin to the Sichuan Basin, China // Tectonophysics. 2013. V. 584. P. 191–208.

Deep Velocity Structure and Seismicity of the Trans-Baikal Region (Along the Reference Geological and Geophysical Profile 1-SB)

V. M. Solovyev^{1,*}, V. S. Seleznev², A. S. Salnikov³, V. V. Chechelnitzsky⁴, N. A. Gileva⁴, A. V. Liseikin²,
A. A. Bryksin^{2,**}, and N. A. Galyova¹

¹Altay-Sayan Branch of the FRC “Unified Geophysical Service of the Russian Academy of Sciences”,
prosp. acad. Koptyuga, 3, Novosibirsk, 630090 Russia

²Seismological Branch of the FRC “Unified Geophysical Service of the Russian Academy of Sciences”,
prosp. acad. Koptyuga, 3, Novosibirsk, 630090 Russia

³Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources, Krasny prosp., 67, Novosibirsk, 630091 Russia

⁴Baikal Branch of the FRC “Unified Geophysical Service of the Russian Academy of Sciences”,
Lermontova str., 128, Irkutsk, 664033 Russia

*e-mail: solov@gs.sbras.ru

**e-mail: fater.gs@gmail.com

The paper presents analysis of the seismicity and deep structure of the Trans-Baikal region in the section of the reference geophysical profile 1-SB. It was determined that the Earth’s crust and upper mantle has a complex heterogeneous structure. The thickness of the Earth’s crust varies from 40 km in the South-Eastern part

of the profile and in the areas of intermountain depressions in the North-Western part, and up to 48 km in the areas of mountain ranges. The values of the boundary velocities along the M boundary also vary greatly, from higher values of 8.4–8.5 km/s for P-waves and 4.9–4.95 km/s for S-waves (especially in the South-Eastern part of the profile) to reduced values of 7.8–8.0 km/s for P-waves and 4.6–4.7 km/s for S-waves in the section of the Baikal rift zone in the North-Western part of the profile. A strong inhomogeneous structure of the medium in terms of elastic wave velocities, V_p/V_s velocity ratios, and the Poisson's ratio is determined for the upper and the middle crust at depths of 8–20 km. The authors determined that zones of increased seismicity are referred to blocks of the Earth's crust with inhomogeneous velocity structure according to data of differently polarized P- and S-waves. The area of the Baikal rift zone, in the immediate vicinity of the largest Muya earthquake of 1957 with $M = 7.6$, is characterized by elevated inhomogeneity in the upper part of the Earth's crust according to the elastic wave velocities and secondary parameters of the medium (V_p/V_s ratio, $K^* = V_p/(\gamma - 1)$, where $\gamma = V_p/V_s$, Poisson's ratio (σ)). A number of other inhomogeneous deep zones have also been identified in the profile based on anomalies of P- and S-waves velocities and secondary parameters of the medium, which correlate to varying degrees with seismically active sites according to long-term instrumental observations. The established unambiguous connection of large inhomogeneous zones of the upper crust of the Trans-Baikal region with the accumulation of stresses and their discharge in the form of strong earthquakes allows us to make a reasonable medium-term forecast of catastrophic events.

Keywords: deep seismic sounding profile, velocity of P- and S-waves, the Poisson's ratio, seismicity, the Baikal rift zone, the Muya earthquake of 1957 with $M = 7.6$