

ISSN 0203-0306

Номер 1

Январь–Февраль 2025



ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ



НАУКА
— 1727 —

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 1, 2025

- Эксплозивная активность вулкана Заварицкого (о. Симушир, Курильские острова) в голоцене
О. В. Дирксен, В. В. Пономарева, Е. А. Зеленин, П. Ю. Плечов, Т. М. Философова, А. В. Рыбин 3
- Верхне-Юрьевские термальные источники: эволюция химического и изотопного состава (1952–2022 гг.) в связи с периодами активизации вулкана Эбеко (о. Парамушир)
Е. Г. Калачева, Т. А. Котенко, Е. В. Волошина, Д. Ю. Эрдниева, Д. В. Мельников 17
- Эпитермальная Au–Ag минерализация в терригенных толщах фундамента Печальнинской вулкано-купольной структуры (северо-восток России)
В. М. Кузнецов, Н. Е. Савва, А. В. Волков, К. Ю. Мурашов, А. Л. Галямов, А. В. Григорьева 37
- Порфировая рудно-магматическая система Лабазное (Омолонский кратонный террейн, северо-восток России): возраст, минералогия оруденения и минеральная термобарометрия рудовмещающих гранитоидов викторинского комплекса
В. Ю. Соловьёв, В. В. Прийменко, Г. О. Ползуненков, М. И. Фомина, Т. И. Михалицына, А. М. Гагиева, В. Б. Хубанов, П. П. Колегов, В. В. Акинин 57
- О сейсмическом прогнозе, связи сейсмических и геодинамических процессов и концепции информационной определенности
А. В. Соломатин 78
- Применение метода ближайшего соседа для анализа вулканических роев по данным извержений вулканов Исландии Баурдарбунга и Фаградальсфьядль
Е. М. Греков 92
-

Contents

No. 1, 2025

| | |
|--|----|
| Explosive Activity of Zavaritsky Volcano (Simushir Island, Central Kuriles) during the Holocene <i>O. V. Dirksen, V. V. Ponomareva, E. A. Zelenin, P. Yu. Plechov, T. M. Filosofova, A. V. Rybin</i> | 3 |
| Verkhne-Yuryevsky Thermal Springs: Evolution of Chemical and Isotopic Composition (1952–2022) in Connection with Periods of Activation of Ebeko Volcano (Paramushir Island) <i>E. G. Kalacheva, T. A. Kotenko, E. V. Voloshina, D. Yu. Erdnieva, D. V. Melnikov</i> | 17 |
| Epithermal Au–Ag Mineralization in Terrigenous Strata of the Basement of the Pechalninsk Volcanic Dome Structure (North-East of Russia) <i>V. M. Kuznetsov, N. E. Savva, A. V. Volkov, K. Yu. Murashov, A. L. Galyamov, A. V. Grigorieva</i> | 37 |
| Labaznoe Porphyry Ore–Magmatic System (Omolon Craton Terrain, North-East of Russia): Age, Mineralogy of Mineralization and Mineral Thermobarometry of Ore-Hosting Granitoids of the Viktorinsky Complex <i>V. Yu. Solov'ev, V. V. Priymenko, G. O. Polzunenkov, M. I. Fomina, T. I. Mikhailitsyna, A. M. Gagieva, V. B. Khubanov, P. P. Kolegov, V. V. Akinin</i> | 57 |
| On Seismic Forecasting, the Relationship between Seismic and Geodynamic Processes and the Concept of Information Certainty <i>A. V. Solomatina</i> | 78 |
| Application of the Nearest Neighbor Method to the Analysis of Volcanic Swarms Using Data From Iceland's Bárðarbunga and Fagradalsfjall Volcanoes <i>E. M. Grekov</i> | 92 |

УДК 553.46

ЭКСПЛОЗИВНАЯ АКТИВНОСТЬ ВУЛКАНА ЗАВАРИЦКОГО (о. СИМУШИР, КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА) В ГОЛОЦЕНЕ

© 2025 г. О. В. Дирксен^{а, *}, В. В. Пономарева^а, Е. А. Зеленин^б,
П. Ю. Плечов^с, Т. М. Философова^а, **А. В. Рыбин^д**

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

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

^сМинералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН,
Ленинский просп., 18, корп. 2, Москва, 119071 Россия

^дИнститут морской геологии и геофизики ДВО РАН,
ул. Науки 1Б, Южно-Сахалинск, 693022 Россия

*e-mail: oleg.dirksen@gmail.com

Поступила в редакцию 05.07.2024 г.

После доработки 01.09.2024 г.

Принята к публикации 20.10.2024 г.

В настоящей статье мы приводим первые данные о голоценовой эксплозивной активности вулкана Заварицкого, крупнейшего кальдерного центра на острове Симушир (Центральные Курилы). Нам впервые удалось реконструировать хронологию эксплозивных извержений этого вулканического центра за последние 10 тыс. лет, а также оценить параметры его наиболее мощных извержений. В общей сложности, в разрезах почвенно-пирокластических чехлов было идентифицировано более 40 горизонтов тефры, что позволяет оценить частоту извержений: 1 событие за 250 лет. Возрастная модель, основанная на полученных нами радиоуглеродных датах для проксимальных отложений и опубликованных датах для тефры вулкана Заварицкого и маркирующего горизонта тефры СКг, позволила определить возраст большинства извержений. Установлено, что вулканические стекла голоценовой пирокластики по составу отвечают низкокалиевым андезибазальтам–риолитам, при этом очень низкое содержание K_2O позволяет достаточно уверенно отличить тефру вулкана Заварицкого не только от тефры соседних умереннокалиевых вулканов, но и от тефры других низкокалиевых вулканов Курило-Камчатской островной дуги.

Голоценовая активность вулкана Заварицкого началась с двух сильнейших извержений с консервативно оцененной магнитудой (M) 6.4 и 5.6, которые произошли около 9.5 и 9.2 тысяч лет назад (тыс. л. н.). Тефра первого извержения (ZV-1) распространилась на северо-восток и обнаруживается в разрезах вплоть до северо-западной части Северной Америки. Тефра второго мощного извержения (ZV-3) распространилась на север и была найдена в осадках Охотского моря. Пирокластика извержения ZV-1 характеризовалась вулканическим стеклом риолитового состава с самым высоким содержанием SiO_2 (72.5–74.0 мас. %). Стекла в продуктах извержения ZV-3 по составу варьировали от дацитов до риодацитов (65.0–71.9 мас. % SiO_2). Продукты последующих извержений были представлены шлаками со стеклами дацит-андезитового и андезибазальтового состава. Вновь дацитовые стекла появились лишь в тефре самого последнего крупного эксплозивного извержения произошедшего незадолго до середины XIX века.

Наши исследования установили катастрофический характер раннеголоценовых эксплозивных извержений вулкана Заварицкого и его практически постоянную активность на протяжении всего голоцена. Появление в тефре последнего мощного извержения вулкана (ZV-40) высококремнистых стекол говорит о вероятном сильном извержении в ближайшем будущем.

Ключевые слова: вулкан Заварицкого, кальдера, эксплозивное извержение, тефра, Курильские острова, состав вулканического стекла, голоцен

DOI: 10.31857/S0203030625010016, EDN: HNEVON

ВВЕДЕНИЕ

Одним из важных природных процессов, оказывающим влияние на климат Земли, который необходимо учитывать в прогнозных моделях, является крупномасштабный эксплозивный вулканизм [Baldini et al., 2015; McConnell et al., 2020]. Многочисленные попытки установить причины вспышек эксплозивной активности и понять их связь с геодинамикой и/или изменениями климата пока не увенчались успехом, прежде всего в связи с отсутствием точных и подробных хроник извержений за длительные периоды времени. Особенную трудность представляет реконструкция эксплозивной активности в пределах островных дуг, пирокластические отложения которых часто скрыты под водой, а на суше образуют сложноустроенные и частично эродированные толщи. Одной из таких дуг является Курильский сегмент Курило-Камчатского вулканического пояса в северо-западной части Тихого океана. Свидетельствами неоднократных сильнейших извержений здесь служат многочисленные кальдеры и пачки пемзовых отложений [Горшков, 1967], но летопись прошлых извержений до сих пор расшифрована фрагментарно и лишь для единичных вулканов [Дегтерев и др., 2012; Hasegawa et al., 2011; Nakagawa et al., 2002]. В настоящей статье мы сопоставляем результаты изучения наземной пирокластики с опубликованными данными о пеплах, захороненных в морских и наземных осадках, чтобы впервые реконструировать хронологию эксплозивных извержений вулкана Заварицкого (о. Симушир, Курильские острова) за последние 10 тыс. лет и оценить параметры его крупнейших извержений.

Вулкан Заварицкого расположен в центральной части о. Симушир (Центральные Курилы) (рис. 1а). Он представляет собой щитообразную вулканическую постройку диаметром около 17 км, срезанную двумя вложенными друг в друга кальдерами. Диаметр внешней, более древней, кальдеры, составляет около 10 км, внутренней, более молодой — 7–8 км [Горшков, 1967]. Последующие извержения сформировали внутри молодой кальдеры стратовулкан с диаметром основания около 6 км, вершина которого также была разрушена в результате мощных эксплозивных извержений. Образовавшийся

кратер (кальдера?) размером 3.5×2.7 км в настоящее время заполнен оз. Бирюзовым, в котором расположены два небольших экструзивных купола. Вулканический массив сложен породами низкокальциевой известково-щелочной серии [Парфенова и др., 2015].

Единственные зафиксированные извержения этого центра произошли в 1916–1932 гг. и в 1957 г., в результате чего возникли купола Восточный и Северный соответственно [Горшков, 1967], однако тефры этих извержений за пределами кальдеры не было обнаружено. Сведения о более древних, в т.ч. кальдерообразующих, извержениях и о возрасте вулкана в целом весьма немногочисленны и противоречивы. Анализ морфологии склонов обеих кальдер позволил предположить, что они образовались в среднем–позднем плейстоцене [Горшков, 1967] или же в самом конце верхнеплейстоценового оледенения или сразу после него [Мелекесцев и др., 1974]. Отложения голоценового почвенно-пирокластического чехла (далее ППЧ) в окрестностях вулкана, включающие многочисленные горизонты тефры, были описаны в работе [Разжигаяева и др., 2013], но эти исследования были посвящены, прежде всего, развитию ландшафтов острова, а не истории извержений. Исследования удаленных голоценовых пеплов на других островах Курильской гряды, а также в кернах из морских осадочных колонок, позволили связать с вулканом Заварицкого два пепловых горизонта. Первый из них — это распространившийся вплоть до о. Шумшу раннеголоценовый пепел, первоначально датированный ~8.9 тыс. лет (все значения возраста в статье приведены в калиброванных годах до 1950 г.) [Nakagawa et al., 2008]. В осадочных колонках Охотского моря также был обнаружен низкокальциевый пепел, изначально описанный как тефра кальдеры Тао-Русыр, но в последующих работах отнесенный уже к вулкану Заварицкого с присвоением индекса TR(Zv) [Derkachev et al., 2016]. Криптотефра вулкана Заварицкого была обнаружена в торфянике в северо-западной Канаде, где ее возраст оценен в 9560±110 лет [Davies et al., 2018]. В то же время единичные описания разрезов проксимальной пирокластики на о. Симушир не позволяли установить, являются ли обнаруженные пеплы результатом одного катастрофического извержения или же они

сформировались в результате серии мощных извержений. Кроме того, еще одна тефра вулкана Заварицкого (Zav-1) была обнаружена на островах Чирпой и Уруп [Nakagawa et al., 2008; Razjigaeva et al., 2022]. Ее возраст ранее оценивался в диапазоне 1000–600 лет назад (л. н.) [Nakagawa et al., 2008; Razjigaeva et al., 2022]. Другая информация об эруптивной активности в пределах вулканического центра Заварицкого отсутствовала.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Во время полевых работ 2011 г. на о. Симушир нами было описано более 20 разрезов голоценовых почвенно-пирокластических чехлов (ППЧ), в которых идентифицировано не менее 40 горизонтов пирокластиче-ски вулкана Заварицкого и отобрано более

160 образцов его тефры (см. рис. 1а, 1б). Определение содержаний главных породообразующих оксидов в вулканических стеклах выполнялось на Геологическом факультете МГУ энерго-дисперсионным электронно-зондовым анализом (спектрометр Oxford X-MaxN с площадью кристалла 80 мм², установленный на электронный микроскоп JEOL JSM-6480LV). Анализ проводился при ускоряющем напряжении 20 кэВ и токе зонда 10 нА. В качестве стандартов использованы природные силикаты [Jarosevich et al., 1980] и синтетические оксиды металлов. В дополнение, образцы раннеголоценовых пемз были проанализированы в ИВиС ДВО РАН при помощи сканирующего электронного микроскопа Vega 3 Tescan, оборудованного энергодисперсионным спектрометром Oxford X-max 80 mm² и программным обеспечением AZtec. Условия

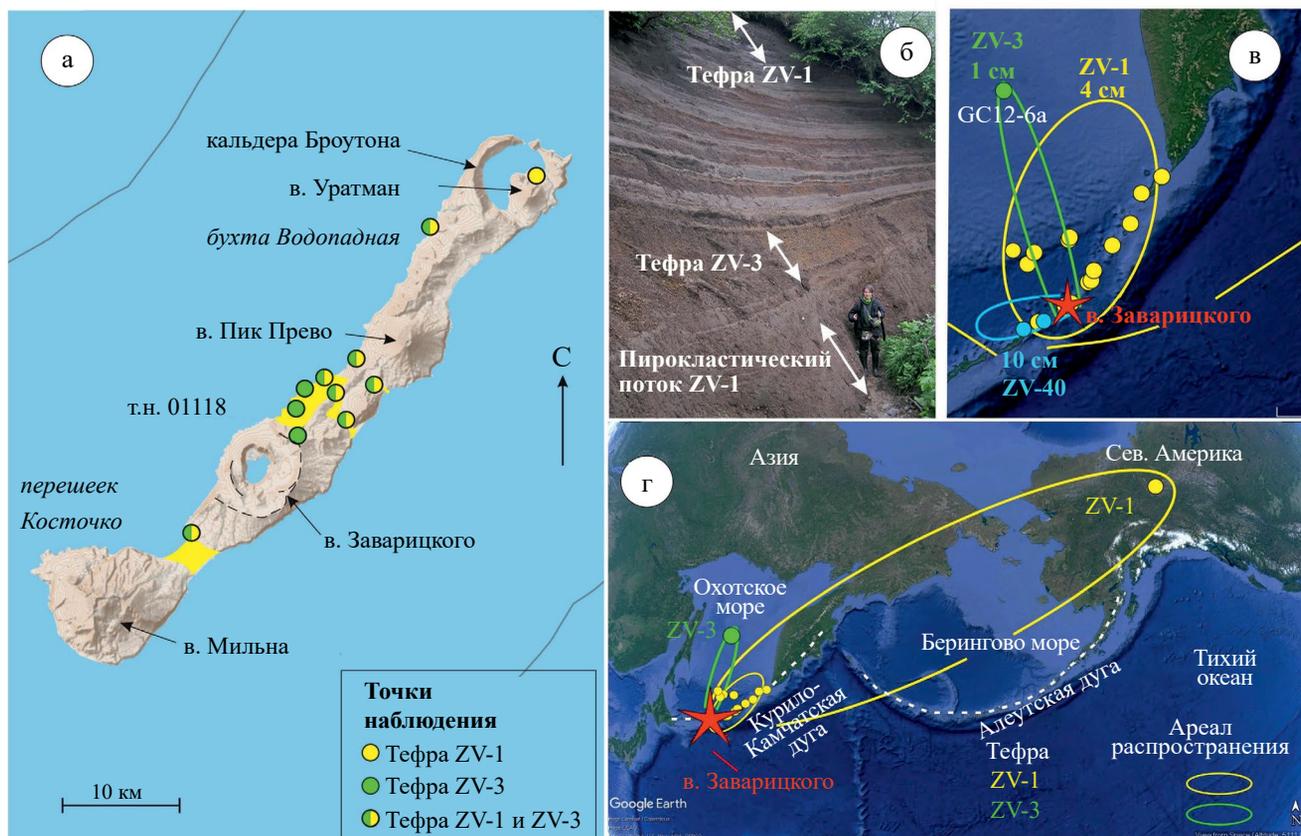


Рис. 1. Распространение отложений эксплозивных извержений вулкана Заварицкого в голоцене. а — вулканы о. Симушир — кружками показано положение разрезов, в которых были описаны тефры ZV-1 и ZV-3, желтой заливкой — отложения пирокластических потоков извержения ZV-1, пунктирные линии — бровки кальдер I и II, также показано положение опорного разреза т.н. 01118 (см. рис. 1б); б — общий вид опорного разреза тефры в т.н. 01118; в — изохиты тефры для извержений ZV-1 (4 см), ZV-3 (1 см) и ZV-40 (10 см); г — распространение раннеголоценовых тефр ZV-1 (желтая линия) и ZV-3 (зеленая линия); точки наблюдения показаны соответствующими цветами.

анализа составили: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток на эталоне никеля $\sim 0.7-0.75$ нА, время накопления спектра 10 с и диаметр электронного пучка 5 мкм [Горбач и др., 2022].

Возрастная модель для разреза голоценовой пироклаستيку в опорном разрезе точки наблюдения (далее т.н. 01118) была создана в программе OxCal [Bronk Ramsey, 2009] с калибровочной кривой IntCal2020 [Reimer et al., 2020] на основании полученных нами радиоуглеродных датировок для проксимальных отложений и опубликованных дат для тефры вулкана Заварицкого и маркирующего горизонта тефры СКг (табл. 1) с учетом мощностей прослоев супеси, разделяющих горизонты пирокластики. Все возрасты в тексте даны в калиброванных годах до 1950 г., если не оговорено иное.

ПРОКСИМАЛЬНЫЕ ПИРОКЛАСТИЧЕСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ВУЛКАНА ЗАВАРИЦКОГО

В наиболее полных разрезах ППЧ на о. Симушир нами было обнаружено не менее 40 горизонтов пеплов, сформировавшихся в результате эксплозивных извержений массива Заварицкого за последние 10 тыс. лет. Детально горизонты тефры были описаны и изучены в опорном разрезе т.н. 01118. В нижней части разреза (см. рис. 1б) залегают две мощных пачки пемзовой пирокластики, сформировавшихся в результате катастрофических извержений в начале голоцена. Верхняя же часть разреза представляет собой дробное чередование горизонтов шлаков серого и темно-серого цвета, отложившихся в результате менее сильных извержений с прослоями

Таблица 1. Радиоуглеродные даты, использованные при построении возрастной модели

| Номер образца | Лаб. номер | Место отбора | Материал | Стратиграфическое положение | ^{14}C возраст | Источник |
|---------------|------------|--------------|------------|---------------------------------|-------------------------|-------------------------|
| 01118/A1 | ЛЕ-11049 | о. Симушир | древесина | в тефре ZV-40 | 260±25 | данные авторов |
| 01118/A3 | ЛЕ-11050 | о. Симушир | древесина | в тефре ZV-40 | 290±25 | данные авторов |
| 07-US-18-10 | IAAA-72953 | о. Ушишир | палеопочва | над тефрой СКг | 1910±40 | Nakagawa et al., 2008 |
| 292 | AA-42209 | о. Чирпой | угли | под тефрой СКг | 2178±42 | Nakagawa et al., 2008 |
| 293 | AA-42209 | о. Чирпой | угли | под тефрой СКг | 2290±43 | Nakagawa et al., 2008 |
| 2/307 | LU-5947 | о. Уруп | торф | под тефрой СКг | 2280±90 | Razjigaeva et al., 2022 |
| 2/3709 | LU-6257 | о. Уруп | торф | под тефрой СКг | 2140±110 | Razjigaeva et al., 2022 |
| 01118/A11 | ЛЕ-11046 | о. Симушир | палеопочва | под тефрой ZV-34 | 2130±120 | данные авторов |
| 07-SM-7-22 | IAAA-72952 | о. Симушир | палеопочва | под тефрой ZV-3 | 6820±40 | Nakagawa et al., 2008 |
| 08MT-1-12 | IAAA-82142 | о. Матуа | палеопочва | под тефрой ZV-1 | 7920±50 | Nakagawa et al., 2008 |
| 08RS-2-4 | IAAA-82151 | о. Расшуа | палеопочва | под тефрой ZV-1 | 8100±40 | Nakagawa et al., 2008 |
| B15-62 | IAAA-72598 | о. Парамушир | торф | под тефрой ZV-1 | 8540±40 | Hasegawa et al., 2011 |
| — | — | Аляска | торф | рассчитанный возраст тефры ZV-1 | 9560±110 | Davies, 2018 |

слабогумусированных супесей. Венчается разрез тефрой последнего мощного эксплозивного извержения вулкана (тефра ZV-40) (см. рис. 1б).

В основании разреза залегает стратифицированная пачка пемзовой пирокластики, названная нами ZV-1, состоящая из горизонта тефры и перекрывающих его отложений пирокластических потоков. Мощность тефры меняется от 3–4 м на внешних склонах кальдеры до 20 см на северной оконечности о. Симушир. Отложения пирокластических потоков представлены слегка уплотненными пемзовыми туфами, мощность которых составляет 3–5 м на расстоянии 6–8 км от кальдеры.

Выше по разрезу лежит тефра еще одного сильного извержения (ZV-3), мощность которой в т.н. 01118 составляет около 70 см. В отличие от извержения ZV-1, это извержение не сопровождалось формированием пирокластических потоков.

Залегающие выше по разрезу многочисленные горизонты тефры вулкана Заварицкого представляют собой хорошо сортированные, пористые, хрупкие шлаки серого и темно-серого цвета. Мощность отдельных горизонтов меняется от 2 до 25 см, а крупность обломков — от 0.5 до 10 см (рис. 2а). Их разделяют маломощные (от 1 до 7 см) прослойки супесей, при этом богатые органикой почвенные прослойки отсутствуют, что препятствовало широкому использованию радиоуглеродного датирования для определения возраста отдельных горизонтов.

В самом верху разреза лежит тефра ZV-40, образовавшаяся в результате последнего сильного

извержения вулкана Заварицкого. Мощность тефры в опорном разрезе составляет около 90 см. Отложения пирокластических потоков здесь также отсутствуют, однако в кровле тефры, зачастую со следами размыва, залегают отложения мощного грязекаменного потока (лаха́ра), распространявшегося по всем распадкам по периферии кальдерного комплекса. Выходя на берег Охотского моря и Тихого океана, эти отложения формируют полого-наклонные террасовидные поверхности, высотой до 6 м, быстро выклинивающиеся при удалении от долины водотока (рис. 2б).

СОСТАВ ВУЛКАНИЧЕСКОГО СТЕКЛА

Состав вулканических стекол был изучен в представительных образцах тефры 40 крупных и умеренных извержений, опробованных в т.н. 01118 (табл. 2). Вулканические стекла голоценовой пирокластики вулкана Заварицкого по составу отвечают низкокальциевым андезибазальтам-риолитам (рис. 3а). Стекла горизонта ZV-1 самые кислые и по составу отвечают риолитам (72.5–74.0 мас. % SiO_2), стекла горизонта ZV-3 более основные и отвечают дацитам-риолитам (65.0–71.9 мас. % SiO_2). Стекла большинства извержений имеют достаточно однородный состав (колебание содержания SiO_2 — не более 5 мас. % (рис. 3б)). Единственное исключение — тефра ZV-3, в стеклах которой содержание кремнезема варьирует в диапазоне 61.8–71.8 мас. %. В целом, наблюдаются волнообразные изменения содержания SiO_2 вверх по разрезу (рис. 4). Самые низкие содержания кремнезема (~55–56 мас. %) отмечены около 6.4–6.3 и 2.5–1.7 тыс. л. н. Однако, около 1650 л. н. эта тенденция внезапно изменилась и стекла тефры последующих извержений становятся все более кислыми, достигая максимальных значений (до 67 мас. % SiO_2) в тефре последнего крупного извержения (ZV-40). Отличительной особенностью тефры массива Заварицкого является исключительно низкие содержания K_2O , отличающие ее от тефры не только соседних вулканов Пик Прево и Мильна, но и подавляющего большинства других вулканов Курильских островов и Камчатки. В наиболее основных стеклах содержание K_2O составляет 0.3–0.5 мас. %, в наиболее кислых — не более 0.9–1.0 мас. %.



Рис. 2. Дробное чередование горизонтов шлаков вулкана Заварицкого в разрезе почвенно-пирокластического чехла т.н. 01118 (а) и отложения лахара извержения ZV-40 на берегу Охотского моря (б).

Таблица 2. Модельный возраст и средние составы для тефры голоценовых извержений вулкана Заварицкого

| Индекс | Модельный возраст (ВР) | | 95% уровень вероятности | | Время, лет (см. примечание) | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | S | Cl | Сумма | Первичная сумма | N |
|--------|------------------------|-------------|-------------------------|------|-----------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|-------|------|------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|------|------|--------|-----------------|----|
| | среднее | погрешность | от | до | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 |
| Zv#40 | 119 | 1 | 121 | 117 | 1032 | 64.02 | 0.86 | 15.53 | 7.44 | 0.23 | 1.77 | 5.79 | 3.36 | 0.66 | 0.25 | 0.00 | 0.09 | 100.00 | 98.05 | 6 |
| Zv#39 | 1151 | 184 | 1514 | 784 | 294 | 59.60 | 1.17 | 14.86 | 10.46 | 0.24 | 2.12 | 6.73 | 3.88 | 0.64 | 0.25 | 0.00 | 0.05 | 100.00 | 100.33 | 3 |
| Zv#38 | 1445 | 171 | 1773 | 1100 | 147 | 59.45 | 1.09 | 15.87 | 9.45 | 0.24 | 2.30 | 6.80 | 3.96 | 0.62 | 0.15 | 0.00 | 0.06 | 100.00 | 100.42 | 2 |
| Zv#37 | 1592 | 156 | 1884 | 1273 | 6 | 57.21 | 1.19 | 14.86 | 11.54 | 0.20 | 3.39 | 7.60 | 3.29 | 0.50 | 0.17 | 0.00 | 0.06 | 100.00 | 99.43 | 5 |
| Zv#36 | 1598 | 155 | 1886 | 1280 | 720 | 57.79 | 1.29 | 14.04 | 12.13 | 0.22 | 3.05 | 7.32 | 3.30 | 0.58 | 0.21 | 0.00 | 0.07 | 100.00 | 99.43 | 9 |
| Zv#35 | 2318 | 104 | 2535 | 2126 | 143 | 58.58 | 1.23 | 14.66 | 10.98 | 0.22 | 2.66 | 7.31 | 3.52 | 0.59 | 0.17 | 0.00 | 0.07 | 100.00 | 100.16 | 3 |
| Zv#34 | 2461 | 124 | 2716 | 2226 | 928 | 56.44 | 0.99 | 16.71 | 10.38 | 0.24 | 3.08 | 8.37 | 3.16 | 0.47 | 0.12 | 0.00 | 0.04 | 100.00 | 99.39 | 6 |
| Zv#33 | 3389 | 202 | 3802 | 2996 | 500 | 62.28 | 0.97 | 14.37 | 9.29 | 0.25 | 2.25 | 6.26 | 3.45 | 0.67 | 0.14 | 0.00 | 0.06 | 100.00 | 98.74 | 3 |
| Zv#32 | 3889 | 226 | 4354 | 3446 | 285 | 60.81 | 1.16 | 14.04 | 11.53 | 0.23 | 2.49 | 6.91 | 1.68 | 0.78 | 0.23 | 0.01 | 0.14 | 100.00 | 94.73 | 3 |
| Zv#31 | 4174 | 237 | 4653 | 3706 | 286 | 61.16 | 0.91 | 15.30 | 9.08 | 0.20 | 1.90 | 6.44 | 4.06 | 0.68 | 0.19 | 0.00 | 0.07 | 100.00 | 99.21 | 6 |
| Zv#30 | 4460 | 246 | 4956 | 3972 | 285 | 59.74 | 1.01 | 15.88 | 9.52 | 0.17 | 1.78 | 7.00 | 3.92 | 0.69 | 0.23 | 0.00 | 0.06 | 100.00 | 100.48 | 6 |
| Zv#29 | 4745 | 253 | 5259 | 4246 | 72 | 60.43 | 0.99 | 15.11 | 9.72 | 0.22 | 2.28 | 6.76 | 3.59 | 0.64 | 0.20 | 0.00 | 0.07 | 100.00 | 100.41 | 3 |
| Zv#28 | 4817 | 255 | 5331 | 4312 | 214 | 62.14 | 1.02 | 14.94 | 9.69 | 0.20 | 2.27 | 6.63 | 1.99 | 0.72 | 0.24 | 0.04 | 0.09 | 100.00 | 96.07 | 5 |
| Zv#27 | 5031 | 259 | 5549 | 4519 | 2 | 61.44 | 0.94 | 16.24 | 7.90 | 0.16 | 1.55 | 6.71 | 4.05 | 0.74 | 0.19 | 0.00 | 0.08 | 100.00 | 99.70 | 3 |
| Zv#26 | 5033 | 259 | 5561 | 4527 | 141 | 60.37 | 1.00 | 14.80 | 10.13 | 0.20 | 2.65 | 6.79 | 3.26 | 0.58 | 0.13 | 0.00 | 0.09 | 100.00 | 99.07 | 5 |
| Zv#25 | 5174 | 259 | 5693 | 4659 | 141 | 60.65 | 0.90 | 15.82 | 9.14 | 0.20 | 2.04 | 6.88 | 3.55 | 0.54 | 0.19 | 0.00 | 0.09 | 100.00 | 98.99 | 3 |
| Zv#24 | 5315 | 259 | 5840 | 4804 | 423 | 59.28 | 0.92 | 15.88 | 9.55 | 0.21 | 2.47 | 7.33 | 3.60 | 0.54 | 0.17 | 0.00 | 0.04 | 100.00 | 99.48 | 3 |
| Zv#23 | 5738 | 261 | 6260 | 5215 | 352 | 59.25 | 0.78 | 16.72 | 8.83 | 0.23 | 2.59 | 7.36 | 3.83 | 0.41 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 100.00 | 101.15 | 2 |
| Zv#22 | 6090 | 265 | 6618 | 5562 | 70 | 56.46 | 1.07 | 15.57 | 12.21 | 0.23 | 3.49 | 8.31 | 1.88 | 0.53 | 0.17 | 0.01 | 0.06 | 100.00 | 97.08 | 3 |
| Zv#21 | 6160 | 266 | 6690 | 5633 | 141 | 57.21 | 1.33 | 14.07 | 13.16 | 0.24 | 2.84 | 7.71 | 2.63 | 0.58 | 0.18 | 0.00 | 0.05 | 100.00 | 99.62 | 4 |
| Zv#20 | 6301 | 268 | 6836 | 5775 | 71 | 55.40 | 1.06 | 15.91 | 11.64 | 0.24 | 3.90 | 8.71 | 2.61 | 0.39 | 0.10 | 0.00 | 0.06 | 100.00 | 100.77 | 3 |
| Zv#19 | 6372 | 269 | 6906 | 5845 | 211 | 57.35 | 1.23 | 14.38 | 12.37 | 0.26 | 3.35 | 7.79 | 2.54 | 0.53 | 0.12 | 0.00 | 0.07 | 100.00 | 99.56 | 3 |

Таблица 2. Окончание

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 |
|-------|------|-----|------|------|-----|-------|------|-------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|--------|--------|-----|
| Zv#18 | 6583 | 274 | 7121 | 6065 | 423 | 60.99 | 0.96 | 15.01 | 9.36 | 0.20 | 2.17 | 6.58 | 3.81 | 0.64 | 0.21 | 0.00 | 0.07 | 100.00 | 99.94 | 3 |
| Zv#17 | 7006 | 284 | 7535 | 6504 | 71 | 63.40 | 0.90 | 14.73 | 9.31 | 0.22 | 2.05 | 6.02 | 2.27 | 0.69 | 0.19 | 0.11 | 0.10 | 100.00 | 96.86 | 4 |
| Zv#16 | 7077 | 286 | 7598 | 6573 | 141 | 62.34 | 0.90 | 15.08 | 8.66 | 0.20 | 2.05 | 6.11 | 3.81 | 0.67 | 0.10 | 0.00 | 0.08 | 100.00 | 98.50 | 3 |
| Zv#15 | 7218 | 290 | 7733 | 6725 | 70 | 61.43 | 0.87 | 15.36 | 8.76 | 0.21 | 2.16 | 6.36 | 3.96 | 0.59 | 0.21 | 0.00 | 0.08 | 100.00 | 99.43 | 3 |
| Zv#14 | 7288 | 293 | 7800 | 6796 | 2 | 62.77 | 0.86 | 15.16 | 8.15 | 0.20 | 2.01 | 5.97 | 3.99 | 0.62 | 0.19 | 0.00 | 0.08 | 100.00 | 99.49 | 3 |
| Zv#13 | 7290 | 293 | 7800 | 6798 | 282 | 63.48 | 0.91 | 14.39 | 8.74 | 0.23 | 1.93 | 5.69 | 3.66 | 0.68 | 0.19 | 0.00 | 0.10 | 100.00 | 98.99 | 6 |
| Zv#12 | 7572 | 290 | 8063 | 7100 | 141 | 67.57 | 0.83 | 14.81 | 7.03 | 0.16 | 1.01 | 4.97 | 2.43 | 0.83 | 0.23 | 0.01 | 0.13 | 100.00 | 96.91 | 4 |
| Zv#11 | 7713 | 288 | 8195 | 7255 | 71 | 64.47 | 0.75 | 14.44 | 7.64 | 0.21 | 2.21 | 5.22 | 4.15 | 0.64 | 0.18 | 0.00 | 0.09 | 100.00 | 100.99 | 3 |
| Zv#10 | 7784 | 287 | 8261 | 7333 | 141 | 65.96 | 0.83 | 14.29 | 8.07 | 0.19 | 1.91 | 5.46 | 2.05 | 0.84 | 0.26 | 0.02 | 0.12 | 100.00 | 96.65 | 3 |
| Zv#9 | 7925 | 285 | 8391 | 7485 | 212 | 64.96 | 0.73 | 14.70 | 7.33 | 0.19 | 1.78 | 5.31 | 3.89 | 0.73 | 0.27 | 0.00 | 0.11 | 100.00 | 99.61 | 3 |
| Zv#8 | 8137 | 282 | 8570 | 7715 | 3 | 65.32 | 0.63 | 15.26 | 6.42 | 0.20 | 1.41 | 5.33 | 4.36 | 0.77 | 0.20 | 0.00 | 0.09 | 100.00 | 99.68 | 6 |
| Zv#7 | 8140 | 282 | 8575 | 7717 | 505 | 63.10 | 0.91 | 14.74 | 8.64 | 0.19 | 2.21 | 6.02 | 3.19 | 0.72 | 0.19 | 0.00 | 0.10 | 100.00 | 97.87 | 3 |
| Zv#6 | 8645 | 232 | 9003 | 8288 | 72 | 65.96 | 0.67 | 14.74 | 6.70 | 0.16 | 1.27 | 5.08 | 4.28 | 0.79 | 0.22 | 0.00 | 0.11 | 100.00 | 99.45 | 3 |
| Zv#5 | 8717 | 224 | 9060 | 8370 | 72 | 64.65 | 0.82 | 14.45 | 8.86 | 0.21 | 2.06 | 5.74 | 1.96 | 0.79 | 0.25 | 0.05 | 0.18 | 100.00 | 96.25 | 4 |
| Zv#4 | 8789 | 216 | 9120 | 8456 | 217 | 64.12 | 0.70 | 15.13 | 7.50 | 0.16 | 1.64 | 5.86 | 3.96 | 0.72 | 0.10 | 0.00 | 0.11 | 100.00 | 99.11 | 6 |
| Zv#3 | 9006 | 190 | 9285 | 8716 | 226 | 67.23 | 0.62 | 14.23 | 6.43 | 0.03 | 1.37 | 4.93 | 4.20 | 0.84 | 0.05 | 0.00 | 0.08 | 100.00 | 99.71 | 87 |
| Zv#2 | 9232 | 138 | 9440 | 9001 | 233 | 65.51 | 0.65 | 14.63 | 7.39 | 0.21 | 1.70 | 5.16 | 3.65 | 0.75 | 0.22 | 0.00 | 0.11 | 100.00 | 99.92 | 3 |
| Zv#1 | 9465 | 64 | 9546 | 9333 | 0 | 73.49 | 0.48 | 12.95 | 3.98 | 0.01 | 0.55 | 2.87 | 4.47 | 1.01 | 0.03 | 0.00 | 0.16 | 100.00 | 98.08 | 106 |

Примечание. Время — временной промежуток между двумя соседними извержениями; содержания породообразующих окислов и летучих компонентов — в мас. %; N — количество анализов для данной тefры.

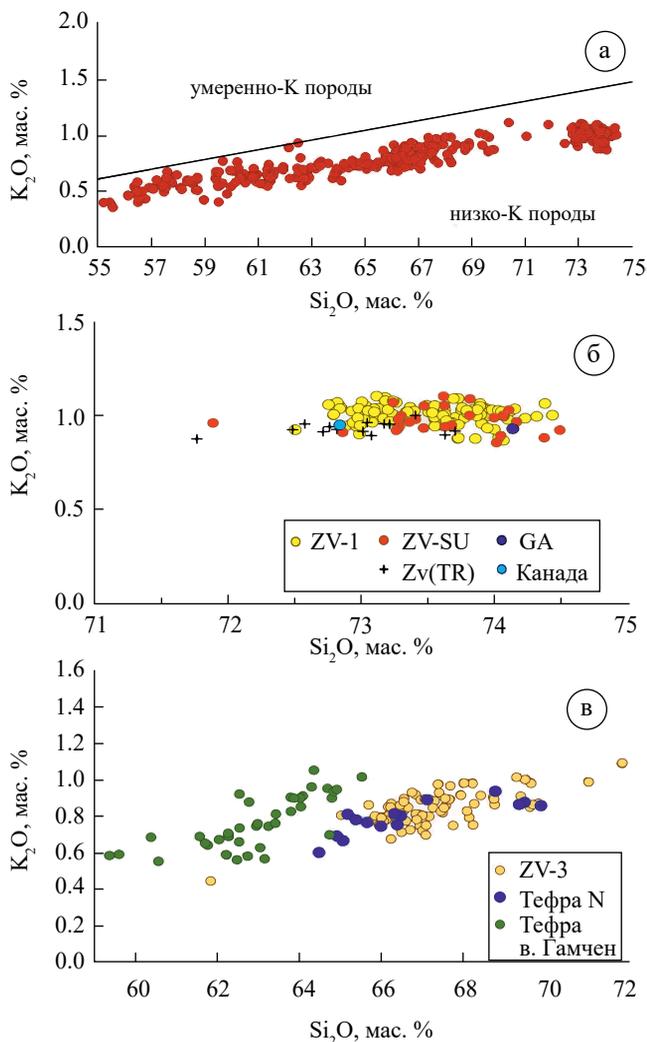


Рис. 3. Диаграммы содержания SiO_2 и K_2O в вулканических стеклах голоценовой пирокластике вулкана Заварицкого. а — классификационная диаграмма K_2O – SiO_2 для всех изученных стекол. Граница умеренно- и низкокалиевых составов показана, согласно работе [Le Maitre et al., 2002]; б — состав стекол в проксимальных и дистальных образцах тефры ZV-1 (пояснения см. в тексте); в — состав стекол в проксимальных и дистальном образцах тефры ZV-3, также показаны составы стекол вулкана Гамчен, по работе [Portnyagin et al., 2020].

ВОЗРАСТ И МАГНИТУДА КАТАСТРОФИЧЕСКИХ ИЗВЕРЖЕНИЙ ВУЛКАНА ЗАВАРИЦКОГО И РАСПРОСТРАНЕНИЕ ИХ ТЕФР

Стратиграфическое положение горизонтов пемз ZV-1 и ZV-3 и специфические геохимические характеристики позволили нам уверенно идентифицировать эти горизонты в разрезах о. Симушир, а также скоррелировать их со слоями удаленных пеплов, описанными нами,

а также другими авторами в разрезах Курильских островов [Nakagawa et al., 2008; Hasegawa et al., 2011], в морских колонках Охотского моря [Derkachev et al., 2016] и в торфянике на северо-западе Канады [Davies, 2018].

Тефра ZV-1. Региональные тифрохронологические работы на Курильских островах выявили присутствие низкокалиевого риолитового пепла в нижней части многих разрезов голоценовых отложений Центральных и Северных Курил (рис. 1в). Тефра, получившая индекс ZvSu и связанная, по мнению авторов, с одним из извержений вулкана Заварицкого, описана на островах Расшуа (где ее мощность составляет 10–15 см), Матуа (5 см), Шиашкотан (4–5 см) и Онекотан (4 см) [Nakagawa et al., 2008]. При этом южнее Симушира, на островах Чирпой и Уруп, эта тефра отсутствует. Тифрохронологические исследования на о. Парамушир выявили уникальный для этого острова пепел (индекс GA) с очень низким содержанием K_2O , мощность которого составляла 3–4 см [Hasegawa et al., 2011]. В разрезах почвенно-пирокластического чехла эта тефра лежит под горизонтом тифры КО, связанным с кальдерообразующим извержением Курильского озера на Южной Камчатке [Hasegawa et al., 2011]. В колонках морских отложений в Охотском море также был обнаружен пепел, названный авторами TR(Zv), со сходными геохимическими характеристиками [Derkachev et al., 2016]. Кроме состава стекол, соответствующего низкокалиевым риолитам, к идентификационным признакам этих тифр также можно отнести особенности минералогического состава: присутствие клино- и ортопироксена при отсутствии амфибола [Hasegawa et al., 2011]. Еще одна находка раннеголоценового низкокалиевого риолитового пепла, сходного по своим геохимическим характеристикам с пирокластикой кальдеры Заварицкого (на этот раз не в виде прослая, а в виде криптотефры), была сделана в торфянике на северо-западе Канады [Davies, 2018].

Анализ приведенных в этих работах данных по составу стекол пеплов ZvSu, GA и TR(Zv), а также криптотефры с северо-запада Канады, показал, что как по стратиграфии, так и по составам стекол они идентичны описанной нами проксимальной пемзе ZV-1 (см. рис. 3б), то есть являются продуктами

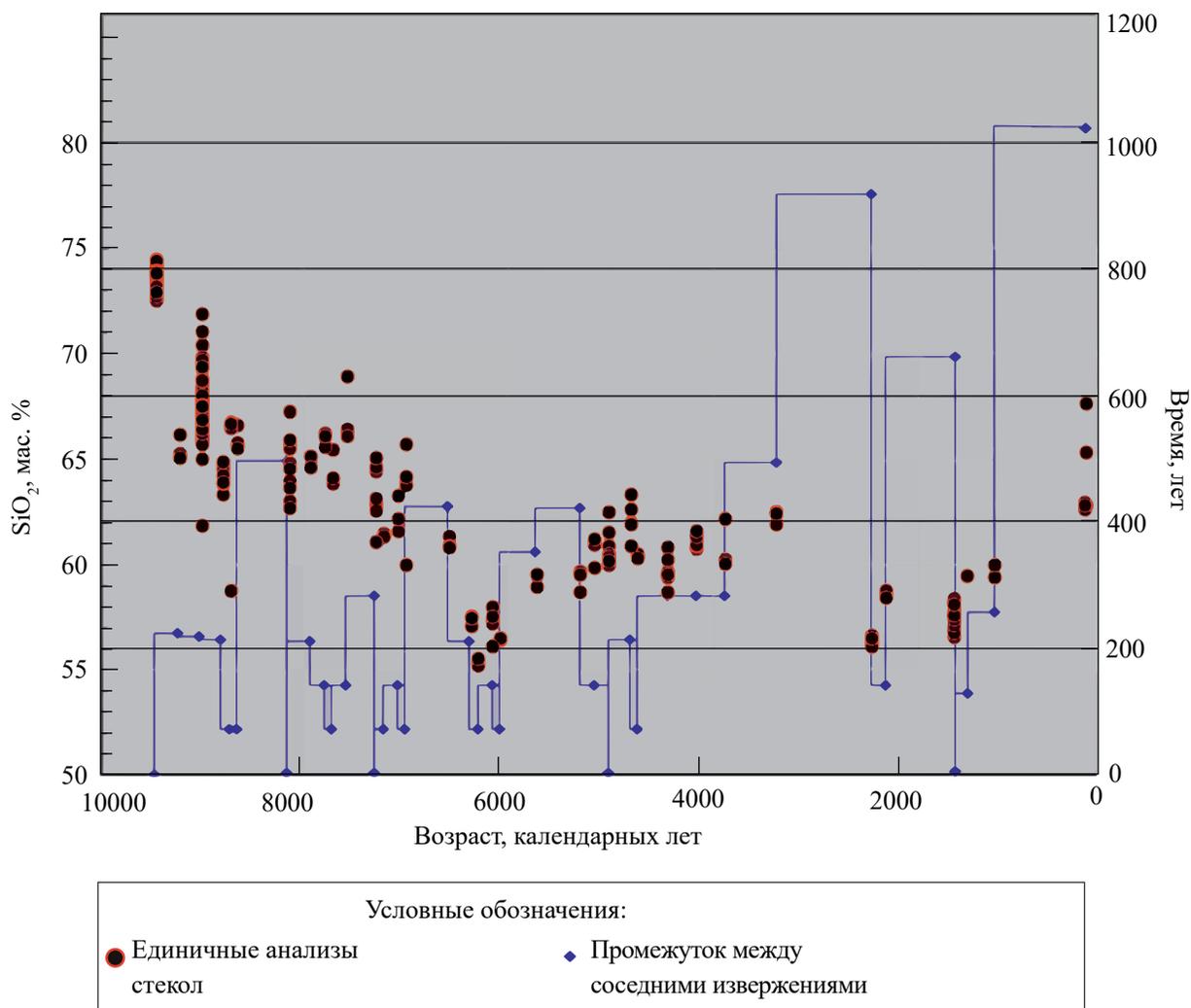


Рис. 4. Изменение содержания SiO₂ в вулканических стеклах тефры вулкана Заварицкого и промежутки между извержениями за последние 10 тыс. лет.

одного и того же извержения. Обнаружение тефры ZV-1 в разрезах Северных и Центральных Курил, а также в колонках Охотского моря и на северо-западе Канады, и ее отсутствие в разрезах южнее о. Симушир свидетельствует о том, что перенос тефры происходил преимущественно в северо-восточном направлении. Направление оси пеплопада на северо-восток и обнаружение этой тефры на северо-западе Канады очевидно подразумевает выпадение ее на территории Камчатки, Чукотки и Аляски; площадь пеплопада составила более 6 млн км² (см. рис. 1г).

Имеющиеся данные [Nakagawa et al., 2008; Hasegawa et al., 2011; Derkachev et al., 2016] позволили нам оконтурить зону выпадения пепла мощностью 4 см и оценить ее площадь

в 250 тыс. км² (см. рис. 1в). По минимальным оценкам (согласно [Legros, 2002]) объем изверженной тефры составляет 36.9 км³, а общий объем пирокластики извержения ZV-1 с учетом отложений пирокластических потоков на суше можно оценить в 37.0 км³ (или ~15 км³ в пересчете на плотную породу). Данная оценка консервативна и не учитывает объем отложенных пирокластических потоков на дне океана, а также может недооценивать объем удаленной тефры. Минимальная оценка магнитуды извержения (*M*), при удельной плотности пемзы 700 кг/м³, составляет 6.4. К сожалению, пока не разработаны методы оценки объема пепла с учетом криптотефры, но сам факт обнаружения частиц тефры ZV-1 на северо-западе Канады на расстоянии почти 4500 км от

вулкана говорит об исключительно мощном извержении (см. рис. 1г). Таким образом, даже минимальная оценка объема изверженной пирокластики позволяет поставить извержение ZV-1 в ряд крупнейших в Курило-Камчатской зоне за последние 10 тыс. лет. По объему оно уступает только извержению, приведшему к образованию кальдеры Курильское озеро, однако превосходит все известные извержения вулканов Курильских островов в голоцене. Столь большие объемы извергнутого пирокластического материала свидетельствуют о том, что извержение ZV-1 может быть связано с формированием последней кальдеры в массиве Заварицкого (кальдеры II, по [Горшков, 1967]), однако это утверждение нуждается в дополнительных подтверждениях. Оценки возраста тефры колеблются от 8.9 [Nakagawa et al., 2008] до 9.6 [Davies, 2018] тыс. лет; в нашей модели возраст этого извержения 9462 ± 67 лет. Эти оценки возраста согласуются с положением тефры ZV-1 ниже тефры КО с возрастом около 8.4 тыс. лет [Ponomareva et al., 2004].

Тефра ZV-3. Данная тефра, возраст которой, по нашей модели, составляет около 9.2 тыс. лет, была обнаружена нами в разрезах к северу от кальдеры Заварицкого, вплоть до бухты Водопадная, однако в бухте Броутона, на северо-востоке острова, она отсутствует (см. рис. 1а). К юго-западу от кальдеры она описана на ее внешнем склоне и на перешейке Косточко (см. рис. 1а), однако отсутствует на о. Уруп. Это свидетельствует о том, что ось пеплопада была направлена на ССЗ и подавляющая часть тефры выпала в Охотском море, что затрудняет подсчет ее объема. Для оценки ареала распространения тефры были проанализированы данные исследований осадочных колонок в Охотском море. В колонке GC12-6A (см. рис. 1в) была обнаружена низкокальцевая тефра (индекс N) [Derkachev et al., 2016] мощностью 1 см, по составу стекловидная пеплу ZV-3 (рис. 3в). Авторы связали ее с извержением вулкана Гамчен на Камчатке, однако, сравнение составов стекловидной тефры N и пирокластики вулкана Гамчен не подтверждает это заключение (см. рис. 3в). Кроме того, для вулкана Гамчен не известны эксплозивные извержения в раннем голоцене: его конус начал формироваться лишь ~3.6 тыс. л. н. [Kozhurin et al., 2006]. По нашему мнению, тефра N является дистальным аналогом тефры ZV-3,

свидетельствуя о ее распространении в северном направлении на расстояние более 700 км (см. рис. 1г). Минимальный объем тефры ZV-3 (по [Legros, 2000]) можно оценить в 5.5 км^3 , а минимальную магнитуду извержения — в 5.6.

Тефра ZV-40. Эта тефра, под индексом ZAV-1, описана в нескольких работах по Средним Курилам. Радиоуглеродные датировки этой тефры, встречающиеся в литературе, колеблются от 1070 ± 70 до 40 ± 90 ^{14}C лет [Разжигаева и др., 2013; Nakagawa et al., 2008; Razjigaeva et al., 2022], составляя в среднем около 600 ^{14}C лет. Однако большинство этих датировок были получены из подстилающей тефру почвы, т.е. характеризовали исключительно временной диапазон формирования этой почвы и могли давать удревненную оценку возраста перекрывающей ее тефры. Дата 40 ± 90 ^{14}C лет получена из разреза с отчетливой инверсией возрастов [Разжигаева и др., 2013] и не учитывалась при расчете возраста. Для получения более точного возраста нами были датированы обугленные растительные остатки (ветви и стволы кустарников), обнаруженные непосредственно в тефре ZAV-1. Полученные даты 260 ± 25 и 290 ± 25 (см. табл. 1) свидетельствуют о более молодом возрасте тефры. Калибровка этих дат показывает, что извержение произошло около 150–430 лет назад. Еще более точный возраст этого извержения был определен в результате изучения ледовых кернов Гренландии [Hutchison, personal communication]. В четырех скважинах (NEEM-2011-S1, NGRIP1, B19 и Tunu2013) в горизонте льда, образовавшемся по предварительным данным незадолго до середины XIX века, была обнаружена зона повышенной концентрации пепловых частиц. Проведенный геохимический анализ вулканического стекла из этого горизонта показал, что состав стекол пепловых частиц идентичен составу стекол тефры ZV-40 [Hutchison, personal communication]. Таким образом, можно с уверенностью утверждать, что извержение ZV-40 около 1830–1850 гг. н. э. В разрезах ППЧ тефра ZV-40 была обнаружена на островах Симушир, Чирпой и Уруп. Пространственные вариации мощности горизонта тефры позволяют предположить, что ось пеплопада была направлена в ЮЗ направлении (см. рис. 1в): в СВ направлении тефра очень быстро выклинивается, и на севере о. Симушир (на расстоянии 30 км

от кальдеры) ее мощность составляет всего 1–2 см, в то время как на островах Чирпой и Уруп, т.е. на расстоянии 100–130 км от центра извержения, мощность тефры ZV-40 достигает 10–12 см. Ограниченное количество точек наблюдения позволило нам определить лишь минимальный объем выброшенного материала. Рассчитанный по методу [Legros, 2000], он составил около 3.5 км³. Магнитуда извержения составила не менее 5.4.

ЭКСПЛОЗИВНАЯ АКТИВНОСТЬ В СРЕДНЕМ–ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ И ИЗМЕНЕНИЯ СОСТАВА ВУЛКАНИЧЕСКОГО СТЕКЛА В ТЕФРАХ

Извержения, последовавшие за выбросами пемзовых тефр ZV-1 и ZV-3, имели более скромный масштаб и их тефры обнаружены только в пределах о. Симушир. В период 9.8–7.3 тыс. л. н. стекла в тефре в основном отвечают дацитам (см. рис. 4). Затем содержание SiO₂ в стеклах постепенно понижается и около 6.4 тыс. л. н. достигает минимума (55 мас. %). После этого, примерно в течение 2.3 тыс. лет, следуют извержения тефры со стеклами андезитового состава, но около 2.5–1.6 тыс. лет содержание SiO₂ вновь падает до значений основных андезитов–андезибазальтов. Стекла тефр последующих умеренных извержений демонстрируют некоторый рост содержания SiO₂, однако, после значительного перерыва, следует третья за голоцен сильное эксплозивное извержение (ZV-40), содержание SiO₂ в стеклах которого резко возрастает. В тефре этого извержения вновь появляются стекла с повышенным содержанием кремнезема (до 67.6 мас. %), подобные стеклам раннеголоценовых извержений (см. рис. 4).

Волнообразные колебания содержания SiO₂ в стеклах из пироклаستيку крупнейших извержений ранее отмечались для камчатских вулканов Шивелуч [Ponomareva et al., 2015] и Ключевской [Portnyagin et al., 2009]. Поскольку вулканические стекла представляют собой фрагменты частично дегазированного расплава, закаленные при выбросе в атмосферу, их составы отражают эволюцию магмы в очаге. Тефры с наиболее кислыми стеклами соответствуют выносу максимально дифференцированного вещества, эволюционировавшего в очаге длительное

время без значительного притока свежей магмы, пирокластика с наиболее основными стеклами свидетельствует о поступлении в очаг и быстром выносе на поверхность свежих, наименее дифференцированных магм. Соответственно, нисходящий тренд содержания SiO₂ характеризует постепенное замещение дифференцированной магмы свежими порциями, а восходящий — замедление подачи свежей магмы и постепенное преобладание дифференцированных разностей в очаге. Повышение содержания SiO₂, после 1.5 тыс. л. н. (см. рис. 4), может говорить о подготовке нового мощного извержения.

В целом, режим деятельности вулкана за последние 10 тыс. лет весьма необычен (см. рис. 4). В раннем и среднем голоцене (до 4000 лет назад) крупные и умеренные эксплозивные извержения происходили достаточно регулярно, промежутки между извержениями составлял в среднем около 200 лет. Однако после 4000 лет назад режим активности существенно изменился. Между эксплозивными извержениями стали наблюдаться длительные (до 900 лет) перерывы, за которыми следовали одно или несколько извержений с промежутком в 100–250 лет. Последний длительный период “затишья” завершился извержением ZV-40 и, если предположенная закономерность верна, в ближайшие 100 лет на вулкане Заварицкого следует ожидать достаточно сильное эксплозивное извержение.

ВЫВОДЫ

1. Вулкан Заварицкого в голоцене был одним из самых активных вулканов Курильской островной дуги.

2. Вулканические стекла голоценовой пироклаستيку в Заварицкого по составу отвечают низкокалиевым андезибазальтам–риолитам и обнаруживают волнообразные вариации от 55 до 75 мас. % SiO₂. Самые кремнекислые (риолитовые) стекла отмечены в пемзах самого первого голоценового извержения ZV-1.

3. Сильнейшим извержением было извержение ZV-1, которое произошло около 9.5 тыс. л. н. Извержение имело магнитуду 6.4. Тефра этого извержения распространилась как минимум на 4500 км на СВ. Объем тефры составил около 37 км³. В связи со своим широким распространением и особенностями вещественного состава,

тефра ZV-1 может служить прекрасным маркером для корреляции и синхронизации морских и наземных палеоархивов на огромной территории от Охотского моря до СЗ части Северной Америки.

4. Тефра последовавшего за ним извержения ZV-3 распространялась на расстояние не менее 700 км. Объем тефры составил около 5.5 км³.

5. Повышение содержания SiO₂ в стекле последнего крупного извержения ZV-40 (произошедшего около 1830–1850 гг.) до раннеголоценовых значений, совпадающее с увеличением магнитуды извержения, а также длительный период покоя перед этим извержением могут свидетельствовать о подготовке нового мощного эксплозивного извержения в ближайшие 100 лет.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-17-00074, <https://rscf.ru/project/22-17-00074/>.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Горбач Н.В., Филофова Т.М., Мельников Д.В., Маневич Т.М. Состав вулканических стекол в продуктах вершинного извержения и побочного прорыва им. Г.С. Горшкова на вулкане Ключевской в 2020–2021 гг.: сравнительный анализ и интерпретация // Вулканология и сейсмология. 2022. № 2. С. 28–37.

Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 288 с.

Дегтерев А.В., Рыбин А.В., Мелекесцев И.В., Разжигалева Н.Г. Эксплозивные извержения вулкана Пик Сарычева в голоцене (о. Матуа, Центральные Курилы): геохимия тефры // Тихоокеанская геология. 2012. Т. 31. № 6. С. 16–26.

Мелекесцев И.В., Егорова И.А., Лупкина Е.Г. Внутренний хребет Курильской дуги // Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Наука, 1974. С. 265–327.

Парфенова О.В., Бурикова И.А., Дриль С.И. Особенности эволюции состава кремнекислых пород низкокальциевой известково-щелочной серии вулкана Заварицкого (Курильская островная дуга,

о. Симушир) // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2015. № 6. С. 53–61.

Разжигалева Н.Г., Ганзей Л.А., Белянина Н.И., Гребенникова Т.А., Арсланов Х.А., Пшеничникова Н.Ф., Рыбин А.В. Роль климатического и вулканогенного факторов в формировании органогенных отложений и развитии ландшафтов о. Симушир (Центральные Курилы) в среднем-позднем голоцене // Тихоокеанская геология. 2013. Т. 32. № 3. С. 55–67.

Baldini J.U., Brown R.J., McElwaine J.N. Was millennial scale climate change during the Last Glacial triggered by explosive volcanism? // Scientific Reports. 2015. V. 5(1). P. 1–9.

Bronk Ramsey C. Bayesian Analysis of Radiocarbon Dates // Radiocarbon. 2009. V. 51. P. 337–360.

Davies L.J. The Development of a Holocene Cryptotephra Framework in Northwestern North America / PhD thesis. Edmonton: University of Alberta, 2018. 235 p.

Derkachev A.N., Nikolaeva N.A., Gorbarenko S.A., Portnyagin M.V., Ponomareva V.V., Nürnberg D., Sakamoto T., Iijima K., Liu Y., Shi X., Lu H., Wang K. Tephra layers in the Quaternary deposits of the Sea of Okhotsk: Distribution, composition, age and volcanic sources // Quaternary International. 2016. V. 425. P. 248–272.

Hasegawa T., Nakagawa M., Yoshimoto M., Ishizuka Y., Hirose W., Seki S., Ponomareva V., Rybin A. Tephrostratigraphy and petrological study of Chikurachki and Fuss volcanoes, western Paramushir Island, northern Kurile Islands: Evaluation of Holocene eruptive activity and temporal change of magma system // Quaternary International. 2011. V. 246. P. 278–297.

Jarosewich E., Nelen J.A., Norberg J.A. Reference samples for electron microprobe analysis // Geostandart Newsletters. 1980. V. 4(1). P. 43–47.

Kozhurin A., Acocella V., Kyle P.R., Lagmay F.M., Melekestsev I.V., Ponomareva V., Rust D., Tibaldi A., Tunesi A., Corazzato C., Rovida A., Sakharov A., Tengonciang A., Uy H. Trenching studies of active faults in Kamchatka, eastern Russia: paleoseismic, tectonic and hazard implications // Tectonophysics. 2006. V. 417. P. 285–304.

Legros F. Minimum volume of a tephra fallout deposit estimated from a single isopach // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2000. V. 96. P. 25–32.

Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B., Le Bas M.J., Bonin B., Bateman P., Bellieni G., Dudek A., Efremova S., Keller J., Lameyre J.A., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Wooley A.R. Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms: A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge: Cambridge University Press, 2002.

- McConnell J.R., Sigl M., Plunkett G., Burke A., Kim W.M., Raible C.C., Wilson A.I., Manning J.G., Ludlow F., Chellman N.J., Innes H.M. Extreme climate after massive eruption of Alaska's Okmok volcano in 43 BCE and effects on the late Roman Republic and Ptolemaic Kingdom // *Proceedings of the National Academy of Sciences*. 2020. V. 117. № 27. P. 15443–15449.
- Nakagawa M., Ishizuka Y., Kudo T., Yoshimoto M., Hirose W., Ishizaki Y., Gouchi N., Katsui Y., Solovyov A., Steinberg G., Abdurakhmanov A. Tyatya Volcano, southwestern Kuril Arc: Recent eruptive activity inferred from widespread tephra // *Island Arc*. 2002. V. 11. P. 236–254.
- Nakagawa M., Ishizuka Y., Hasegawa T., Baba A., Kosugi A. Preliminary Report on Volcanological Research of KBP 2007–08 Cruise by Japanese Volcanology group. Sapporo, Japan: Hokkaido University, 2008. Unpublished report (tDAR ID: 391304)
- Ponomareva V.V., Kyle P.R., Melekestsev I.V., Rinkleff P.G., Dirksen O.V., Sulerzhitsky L.D., Zaretskaia N.E., Rourke R. The 7600 (¹⁴C) year BP Kurile Lake caldera-forming eruption, Kamchatka, Russia: stratigraphy and field relationships // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2004. V. 136. P. 199–222.
- Ponomareva V., Portnyagin M., Pevzner M., Blaauw M., Kyle Ph., Derkachev A. Tephra from andesitic Shiveluch volcano, Kamchatka, NW Pacific: Chronology of explosive eruptions and geochemical fingerprinting of volcanic glass // *International Journal of Earth Sciences (Geol Rundschau)*. 2015. V. 104. P. 1459–1482.
- Portnyagin M., Ponomareva V., Bindeman I., Hauff F., Krasheninnikov S., Kuvikas O., Mironov N., Pletchova A., van den Bogaard C., Hoernle K. Millennial variations of major and trace element and isotope compositions of Klyuchevskoy magmas, Kamchatka // *Terra Nostra*. 2009. V. 1. P. 64–65.
- Portnyagin M.V., Ponomareva V.V., Zelenin E.A., Bazanova L.I., Pevzner M.M., Plechova A.A., Rogozin A.N., Garbe-Schönberg D. TephraKam: geochemical database of glass compositions in tephra and welded tuffs from the Kamchatka volcanic arc (northwestern Pacific) // *Earth System Science Data*. 2020. V. 12(1). P. 469–486.
- Razjigaeva N.G., Ganzey L.A., Arslanov K.A., Pshenichnikova N.F. Coastal dunes of Urup Island (Kuril Islands, North-Western Pacific): Palaeoclimatic and environmental archive // *Geosystems of Transition Zones*. 2022. V. 6. P. 100–113.
- Reimer P., Austin W., Bard E., Bayliss A., Blackwell P., Bronk Ramsey C., Butzin M., Cheng H., Edwards R., Friedrich M., Grootes P., Guilderson T., Hajdas I., Heaton T., Hogg A., Hughen K., Kromer B., Manning S., Muscheler R., Palmer J., Pearson C., van der Plicht J., Reimer R., Richards D., Scott E., Southon J., Turney C., Wacker L., Adolphi F., Büntgen U., Capano M., Fahrni S., Fogtmann-Schulz A., Friedrich R., Köhler P., Kudsk S., Miyake F., Olsen J., Reinig F., Sakamoto M., Sookdeo A., Talamo S. The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP) // *Radiocarbon*. 2020. V. 62. P. 725–757.

Explosive Activity of Zavaritsky Volcano (Simushir Island, Central Kuriles) during the Holocene

O. V. Dirksen^{1, *}, V. V. Ponomareva¹, E. A. Zelenin², P. Yu. Plechov³,
T. M. Filosofova¹, A. V. Rybin⁴

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

²*Geological Institute RAS, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia*

³*Fersman Mineralogical Museum RAS,
Leninsky prosp., 18, bld. 2, Moscow, 119071 Russia*

⁴*Institute of Marine Geology and Geophysics FEB RAS,
Nauki str., 1B, Yuzhno-Sakhalinsk, 693022 Russia*

*e-mail: oleg.dirksen@gmail.com

In our paper we represent the first data on the Holocene explosive activity of Zavaritsky volcano, the largest caldera center on Simushir Island (Central Kuriles). For the first time, we reconstructed the chronology of explosive eruptions of this volcanic center for the past 10 000 years, as well as estimate the parameters of its largest eruptions. In total, more than 40 tephra horizons have been identified, which allows us to estimate the frequency of eruptions: 1 event in 250 years. Constructed age model allowed us to determine the age of most eruptions. Volcanic glasses of Holocene tephtras correspond in composition to low-potassium basaltic andesite-rhyolites, while the very low K₂O content makes it possible to fairly

confidently distinguish Zavaritsky tephra not only from the tephra of neighboring moderate-potassium volcanoes, but also from the tephra of other low-potassium volcanoes of the Kuril-Kamchatka Island arc. Holocene activity of Zavaritsky volcano started with two powerful eruptions with a conservatively estimated magnitude (M) of 6.4 and 5.6, which occurred about 9.5 and 9.2 thousand years ago (ka BP). Tephra from the first eruption (ZV-1) spread to the northeast and was found as far as northwestern North America. Tephra from the second powerful eruption (ZV-3) spread north and was found in sediments of the Sea of Okhotsk. Volcanic glass of ZV-1 tephra is characterized by rhyolitic composition with the highest SiO_2 content (72.5–74 wt. %). Glasses of the ZV-3 tephra varied in composition from dacites to rhyodacites (65–71.9 wt. % SiO_2). The products of subsequent eruptions were represented by scoria with glasses of dacite — andesite and basaltic andesite composition. Dacitic glasses reappeared only in the tephra of the last large explosive eruption that occurred early before the middle of the 19th century. Our studies revealed the catastrophic explosive eruptions of Zavaritsky volcano during the Early Holocene and sustained activity of this eruptive center throughout the Holocene. The appearance of high-silica glasses in the tephra of the last powerful eruption (ZV-40) indicates a possible strong eruption in the near future.

Keywords: Zavaritsky volcano, caldera, explosive eruption, tephra, Kurile Islands, volcanic glass composition, Holocene

УДК 551.21/23

ВЕРХНЕ-ЮРЬЕВСКИЕ ТЕРМАЛЬНЫЕ ИСТОЧНИКИ: ЭВОЛЮЦИЯ ХИМИЧЕСКОГО И ИЗОТОПНОГО СОСТАВА (1952–2022 гг.) В СВЯЗИ С ПЕРИОДАМИ АКТИВИЗАЦИИ ВУЛКАНА ЭБЕКО (О. ПАРАМУШИР)

© 2025 г. Е. Г. Калачева*, Т. А. Котенко, Е. В. Волошина, Д. Ю. Эрдниева, Д. В. Мельников

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, бульвар Пийпа, 9, Петропавловск-Камчатский, 683006 Россия

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

Поступила в редакцию 16.04.2024 г.

После доработки 29.07.2024 г.

Принята к публикации 28.10.2024 г.

Представлен химический состав термальных вод, разгружающихся на северо-западном склоне действующего вулкана Эбеко в долине р. Юрьева. На основании многолетних режимных наблюдений за эволюцией химического и изотопного состава дается оценка отклика вулканических событий на состояние гидротермальной системы. Показано, что фреато-магматические извержения вулкана предвещают изменение химического и изотопного составов термальных вод за счет увеличения потока магматических летучих, поступающих в систему. В источниках наблюдается увеличение концентраций анионогенных компонентов (хлорид-, сульфат- и фторид-ионов) с одновременным утяжелением изотопов кислорода и водорода (дейтерия) в направлении “андезитовых” вод. Учитывая, что изменения были выявлены за несколько месяцев до начала извержения, подобные геохимические эффекты могут служить прогностическими маркерами при слежении за состоянием вулкана.

Ключевые слова: река Юрьева, остров Парамушир, гидрогеохимия, термальные воды

DOI: 10.31857/S0203030625010023, EDN: HGXQDO

ВВЕДЕНИЕ

Одним из наиболее активных вулканов Курильских островов является вулкан Эбеко, находящийся в северной части о. Парамушир. К его постройке приурочена локальная гидротермальная система. Основной геотермальный резервуар находится на глубине ~300 м от кратерной зоны и содержит кипящий ультракислый хлоридно-сульфатный раствор с температурой >200–210°C [Kalacheva et al., 2016]. Латеральный сток осуществляется преимущественно в северо-западном направлении. Разгрузка вод происходит в 2.5 км от активного кратера вулкана в долине р. Юрьева в виде серии нисходящих высокодебитных Верхне-Юрьевских источников.

Верхне-Юрьевские источники — один из ярких представителей ультракислых термальных

вод (ASC-воды (Acid Sulfate-Chloride) [Taran, Kalacheva, 2020]), основной механизм формирования которых сводится к конденсации вулканических паров в близповерхностных условиях и/или растворение “кислых” магматических летучих (SO₄, Cl, HF) в аэрированных подземных водах с образованием смеси кислот [Giggenbach, 1997; и др.]. Большинство ASC-вод обнаружены и описаны в Японии [Kimbara, Sakaguchi, 1989; Sasaki, 2018] и на Курильских островах [Мархинин, Стратула, 1977; Калачева, Котенко, 2013; Калачева, Волошина, 2022; Калачева и др., 2021, 2022, 2023; Kalacheva et al., 2016; и др.], встречаются подобные воды в Индонезии [Delmelle et al., 2000; Mazot et al., 2008; Caudron et al., 2018; и др.], Аргентине [Varekamp et al., 2009], Колумбии [Sturchio et al.,

1988; Torres-Ceron et al., 2019] и других странах, расположенных вдоль Тихоокеанского побережья. Наиболее полный обзор по ультракислым вулканическим водам мира, разгружающимся в виде термальных источников, сделан в работе [Taran, Kalacheva, 2020].

Химический и изотопный составы, температура ультракислых вод чрезвычайно непостоянны. Помимо сезонных и краткосрочных вариаций, вызванных изменением количества осадков и таянием снега, т.е. различной степенью разбавления, эти воды испытывают значительные изменения в соотношениях между компонентами, связанные с периодами активности вулканов, постройки которых вмещают гидротермальные системы. Как показано в ряде случаев, индикаторами активности могут служить отношение SO_4/Cl и изотопный состав серы растворенного сульфата (см. обзор [Taran, Kalacheva, 2020] и ссылки в нем). Так, увеличение отношения SO_4/Cl наблюдалось в источниках вулкана Копауэ одновременно с извержением 2000 г. [Varekamp et al., 2009], что связывалось с внедрением новой магмы в систему с дегазацией глубинного флюида во время подъема. Увеличение концентраций сульфат- и хлорид-ионов, наряду с другими факторами, зафиксированное в 2018 г. в кратерном озере вулкана Малый Семячик, свидетельствовало о наступлении нового периода его активизации после длительного периода покоя, выраженном в увеличении поступления магматических летучих (в первую очередь HCl и SO_2) в гидротермальную систему вулкана [Taran et al., 2021]. Вместе с тем, на примере кипящих источников Обуки, геохимический мониторинг которых осуществляется уже 70 лет, показано, что отклик гидротермальной системы может произойти не только до или в период повышенной активности вулкана, но и спустя много лет после окончания события [Ueda et al., 2021].

Ввиду своей труднодоступности, постоянные режимные наблюдения за Верхне-Юрьевскими источниками не проводятся. Авторы, по мере возможности, проводят исследования в долине р. Юрьева с 2003 г., в результате чего накоплен значительный массив данных, частично использованных в публикациях разных лет [Kalacheva, Kotenko, 2013; Kalacheva, Волошина, 2022; Kalacheva et al., 2016].

В 2016 г. началось извержение вулкана Эбеко, продолжающееся и в 2024 г. Опубликованных данных о том, как отреагировала гидротермальная система на события, происходящие на вулкане, до настоящего времени нет. Только в работе [Kalacheva, Taran, 2019] отражено изменение изотопного состава (δD , $\delta^{18}O$) Верхне-Юрьевских источников, произошедшее в период 2016–2017 гг. в сравнении с 2014 г. Кроме того, в сентябре 2017 г. по долине р. Юрьева сошел селевой поток, изменивший русло реки [Kotenko, Kotenko, 2018]. Изменения коснулись и района разгрузки термальных вод [Kotenko и др., 2020].

Учитывая вышесказанное, целью данной работы является изучение эволюции химического состава воды Верхне-Юрьевских источников в связи с изменением состояния вулкана Эбеко, используя данные многолетних режимных наблюдений. Основные задачи включают: а) описание местоположения и условий разгрузки термальных вод по состоянию на август 2022 г.; б) детальное изучение изменения химического и изотопного составов вод источников, как по площади распространения, так и во времени; в) выявление возможных причин колебаний концентраций макрокомпонентов и их соотношений во времени; г) поиск геохимических индикаторов отклика гидротермальной системы на извержения вулкана Эбеко.

В основу данной работы легли результаты собственных многолетних наблюдений авторов (с 2003 по 2022 г.), а также все доступные опубликованные данные и фондовые материалы за весь период наблюдения за вулканом (с 1952 г.).

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНА ЭБЕКО

Вулкан Эбеко, расположенный в северной части хребта Вернадского (рис. 1), имеет сложное строение. Основными морфологическими элементами являются несколько слившихся в единый вулканический хребет конусов разного возраста и сохранности с крупными кратерами наверху [Мелекесцев и др., 1993]. Согласно цитируемой статье, формирование постройки вулкана началось ~2400 лет назад. На первом этапе происходили излияния лавовых потоков и поступление пирокластического материала, сменившиеся впоследствии эксплозивными извержениями (фреатическими /

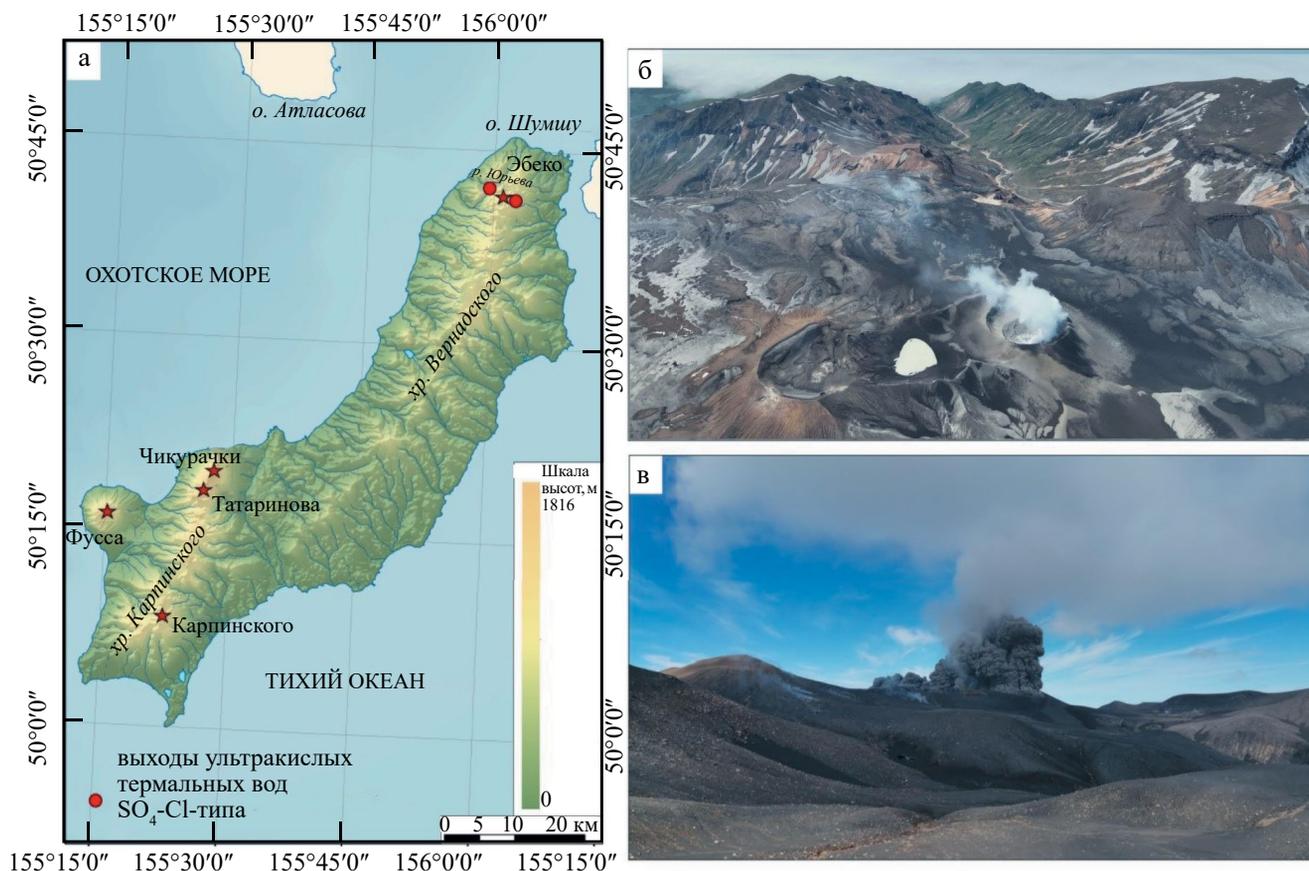


Рис. 1. Остров Парамушир (а) и вулкан Эбеко: вид на кратеры вулкана и долину р. Юрьева (б). Фото Т. Котенко. Привершинная часть вулкана, начало пеплового выброса из кратера Корбута и фумаролы восточного склона (в). Фото Е. Калачевой.

фреато-магматическими). Современный этап вулканической активности начался с сильно-го фреато-магматического извержения 1934–1935 гг. Эксплозии происходили из меридиональной трещины на дне Среднего кратера с выбросом пепла и крупных бомб андезитового состава [Горшков, 1954]. Следующие крупные периоды активизации происходили в 1963–1967 гг., 1987–1989 гг., 2005–2011 гг. [Belousov et al., 2021]. Текущее извержение началось осенью 2016 г. и продолжается в настоящее время [Котенко и др., 2018, 2019, 2022, 2023; Belousov et al., 2021; Walter et al., 2020]. Продукты извержения представлены пеплами и бомбами андезитового состава [Котенко и др., 2023].

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕРХНЕ-ЮРЬЕВСКИХ ТЕРМАЛЬНЫХ ИСТОЧНИКОВ

Источники расположены в верховьях р. Юрьева, дренирующей крупную (диаметром

до 2 км) эрозионную кальдеру, возникшую в период оледенения на месте плейстоценового вулкана Влодавца [Родионова и др., 1966] (рис. 2). В настоящее время кальдера представляет собой открытый в западном направлении амфитеатр, расчлененный глубокими барранкосами. Высота обрывов кальдеры составляет около 300 м. Сохранившиеся части постройки вулкана, вскрывающиеся в бортах, сложены толщей гидротермально измененных опализированных агломератов, переслаиваемых лавовыми потоками, представленными двупироксеновыми андезибазальтами [Опыт ..., 1966]. Общая площадь измененных пород составляет более 15 км² при видимой мощности 200–250 м [Зеленов и др., 1965].

Начало исследований Верхне-Юрьевских источников относится к середине XX века. Они были открыты в ходе геологических поисковых работ в 1952 г., первое упоминание и первые данные о химическом составе вод приводится

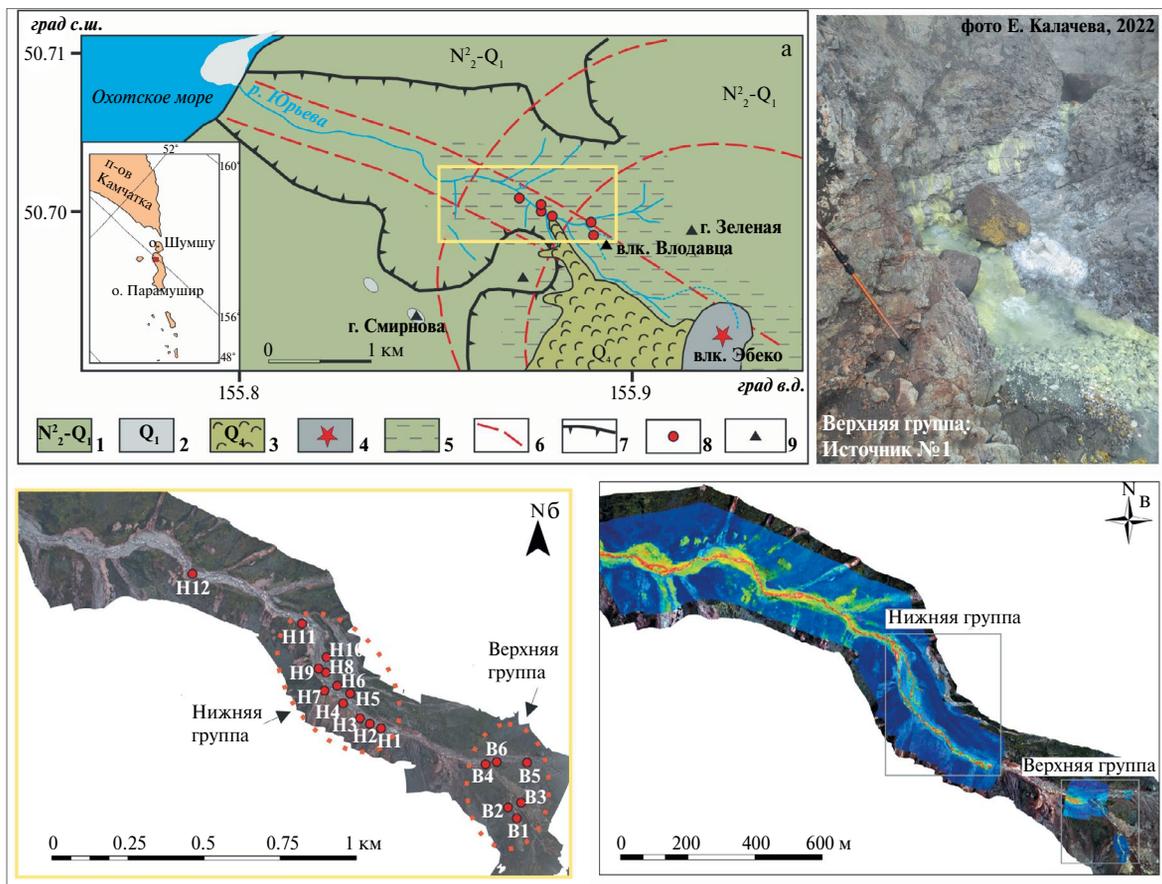


Рис. 2. Схема геологического строения долины р. Юрьева [Калачева, Котенко, 2013] (а). На врезке местоположение о. Парамушир. Ортофотоплан верховья р. Юрьева с точками отбора водных проб (б) и инфракрасная съемка долины р. Юрьева (в). 1 – лаво-пирокластические покровные образования андезитов, андезибазальтов, базальтов (N^2-Q_1), 2 – экструзии андезитов (Q_1), 3 – лавы андезитового и андезибазальтового состава (Q_4), 4 – современный лаво-пирокластический конус вулкана Эбеко (Q_4), 5 – область распространения гидротермально-измененных пород, 6 – тектонические нарушения (линейные и кольцевые), 7 – границы вулкана Влодавца, 8 – Верхне-Юрьевские источники, 9 – потухшие вулканы.

в Геологическом Отчете¹. Источники ежегодно посещались исследователями в период с 1955 по 1961 г., результаты опробований этого периода представлены в работах [Иванов, 1957; Сидоров, 1966; Родионова и др., 1966; и др.]. В.В. Ивановым [1957 г.] впервые были определены условия образования Верхне-Юрьевских источников как “фумарольных терм глубинного формирования” за счет взаимодействия подземных вод, циркулирующих в постройке вулкана, с вулканическими газами. Их геохимическая роль в выносе порообразующих элементов в акваторию Охотского моря рассматривалась в работах [Зеленов и др., 1965; Никитина, 1978;

¹ Власов Г.М. Основные черты геологического строения и серные месторождения острова Парамушир (Большой Курильской дуги) // Отчет о поисковых работах Парамуширской партии № 17 в 1952 г. Петропавловск-Камчатский, 1953. 281 с.

Фазлуллин, 1999; Калачева, Котенко, 2013], объемы выноса магматических летучих представлены в статье [Kalacheva et al., 2016]. В работах последних десятилетий [Бортникова и др., 2006; Калачева, Котенко, 2013; Kalacheva et al., 2016] приводятся данные по широкому кругу микроэлементов, рассматриваются условия формирования данных термальных вод.

Несмотря на значительный интерес к Верхне-Юрьевским источникам, детального их описание до настоящего времени не было сделано, во всех публикациях дана только краткая информация. Наиболее полная схема расположения выходов по состоянию на 1980-е гг. показана в работе [Фазлуллин, 1999]. На основании собственных многолетних наблюдений авторов, с учетом данных аэрофото- и инфракрасной съемки, в этой работе представлена

детальная характеристика выходов термальных вод в долине р. Юрьева по состоянию на 2022 г.

Выходы термальных вод локализованы двумя отдельными группами на пересечении широтного разлома вдоль долины реки с разрывными нарушениями северо-западного простирания, представляющими собой часть кольцевых разрывных нарушений². Первая группа сосредоточена на небольшом участке вдоль левого притока р. Юрьева — руч. Горячий. Вторая группа начинается ниже по течению р. Юрьева вблизи фронта молодого лавового потока вулкана Эбеко, спустившегося в долину реки (см. рис. 2).

В первую группу входят шесть основных выходов и серия мелких источников с незначительными дебитами. Самым верхним является “Источник № 1” (см. рис. 2б, т. В1), расположенный на высоте 560 м над уровнем моря в уступе русла (“сухого” в летне-осеннюю межень) небольшого руч. Горячий. Разгрузка горячих ($T > 80^{\circ}\text{C}$) вод осуществляется из трещины в гидротермально-измененных породах и сопровождается осаждением коллоидной серы, формирующей желтый налет на камнях вниз по течению ручья. До недавнего времени основной выход термальных вод располагался у уреза воды на покатом ложе водотока, что вносило определенные трудности при опробовании в летний период. Во время весенне-летнего паводка 2022 г. произошло обрушение части борта ручья с формированием уступа в районе расположения источника. В результате термовыводящая трещина расширилась, источник сместился вправо, за пределы влияния поверхностных вод. Вблизи источника порода покрыта сетью мелких трещин, из которых также сочится термальная вода (см. рис. 2). “Источник № 1” выбран в качестве режимного объекта наблюдений благодаря: 1) местоположению (самый гипсометрически высоко расположенный выход); 2) максимальным в верхней группе источников физико-химическим параметрам (наибольшие температура и минерализация, наименьший рН) и концентрациям целого ряда элементов. Зона разгрузки прослеживается серией источников с малыми дебитами, вытекающими из трещин по обоим бортам ручья.

² *Леонов В.Л.* Оценка перспективности района г. Северо-Курильска на термальные воды // Отчет. Петропавловск-Камчатский, 1990. 33 с.

Следующие крупные выходы находятся уже в устьевой зоне ручья. Здесь, на разном удалении от русла расположено несколько источников с более низкой, чем у “Источника № 1” минерализацией (4–6 г/л) и температурой (35–40 $^{\circ}\text{C}$) и более высоким рН (1.6–1.8). Один из них находится в каменном развале непосредственно вблизи устья (ист. “Устьевой”, см. рис. 2б, т. В4). Источник “Дальний” (см. рис. 2б, т. В5) представляет собой два рядом расположенных выхода во фронтальной части осыпных отложений, формирующих единый ручей, впадающий непосредственно в р. Юрьева. Еще один (ист. “Ближний”, см. рис. 2б, т. В6) вытекает из-под сцементированных отложений старого селевого конуса выноса. В руслах сформированных ручейков источников “Дальний” и “Ближний” развиваются зеленые термофильные водоросли. Абсолютная высота выходов 500–517 м.

Вторая, более мощная и протяженная группа источников начинается у окончания лавового потока вулкана Эбеко (см. рис. 2б, 2в), спускающегося к руслу р. Юрьева. Расстояние между устьем руч. Горячий и первым источником “У лавового потока” (см. рис. 2б, т. Н1) составляет 350–360 м. Высотная отметка этого выхода — 430 м. Разгрузка осуществляется из трещин в измененных породах, частично перекрытых свежей осыпью. Ниже по течению находятся более 20 однотипных локальных выходов с дебитами от 1–2 до 5 л/с у уреза воды или непосредственно в русле р. Юрьева. Все они высокотемпературные ($T < 75^{\circ}\text{C}$), высокоминерализованные (M до 14 г/л) с низкими значениями рН (<1.2). Разгрузка осуществляется по обеим сторонам реки из гидротермально проработанных лав, слагающих ее борта и ложе. Выход термальных вод сопровождается осаждением водорастворимых, преимущественно серосодержащих минералов, выступающих на пропаренных участках по краям сформированных ручейков и на камнях, расположенных рядом. В периоды дождей и паводков эти отложения смываются в русло р. Юрьева. Протяженность выходов этой группы составляет 400 м, перепад высот от верхнего источника до нижнего достигает 70 м. Река Юрьева, собирающая весь термальный сток нагревается. Повышенная температура реки прослеживается на большое расстояние и ниже расположения источников (см. рис. 2в).

До осени 2017 г. нижние источники второй группы, включая т. Н11, находились на расстоянии ~30 м от уреза воды. Они характеризовались более низкой температурой (<50°C), более высоким рН (до 1.6) и меньшей минерализацией (7–9 г/л) по сравнению с источниками, расположенными вблизи уреза воды. После схода в 2017 г. по долине реки селевого потока [Котенко, Котенко, 2018], “пропахавшего” долину до самого устья, часть рыхлого материала с берегов была снесена вниз по течению. На отдельных участках русло реки углубилось более чем на 1 м, в других — переместилось на несколько метров. В результате этого вскрылись некоторые источники, которые ранее находились под водой и определялись только по повышенной температуре водотока. Снос осадочного чехла по левому борту реки в районе нижних источников позволил определить истинные выходы некоторых источников. Обнаружилось, что их разгрузка также осуществляется из трещин в гидротермально измененных породах выше по течению (до 100 м) от прежнего места выхода. То есть, часть источников была перекрыта аллювиальными отложениями, а уменьшение их температуры и минерализации определялось охлаждением воды в процессе дренажа под осадочным чехлом и возможным смешением с грунтовым стоком. Самый крупный такой источник (ист. “У увала”, см. рис. 2б, т. Н10) дебитом 8–10 л/с разгружается на правом берегу реки из-под увала, сложенного отложениями старых селевых потоков. За все время наших наблюдений этот источник демонстрировал самый большой разброс значений температуры и минерализации, что будет более детально рассмотрено ниже.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДИКА РАБОТ

Опробование вод р. Юрьева и Верхне-Юрьевских термальных источников (далее в тексте ВЮ-источники) проводилось в летне-осеннюю межень на протяжении последних 20 лет (в 2003, 2005, 2010, 2013, 2014, 2016, 2017, 2019, 2020, 2022 гг.). Результаты 2010 и 2014 гг. частично использованы в работах [Калачева, Котенко, 2013; Kalacheva et al., 2016]. В точках отбора проб с помощью портативных мультипараметровых анализаторов измерялись физико-химические

параметры воды (рН, Eh и температура, °C). Для отделения растворенной части и тонких коллоидов от взвеси, пробы воды фильтровались на месте отбора через мембранный фильтр 0.45 м. Для последующего общего химического анализа водные пробы помещались в специальную пластиковую тару объемом 0.5 л, а для анализа микрокомпонентов — в отдельные контейнеры объемом 15 мл. Поскольку природный рН воды источников имеет значение менее 2, дополнительного подкисления не проводилось.

Аэрофотосъемка долины р. Юрьева проводилась 05.08.2022 г. при помощи БПЛА DJIMavic 2 Enterprise Advanced. На данном аппарате установлена двойная фотокамера (модель FC2403), которая позволяет делать снимки в видимом и тепловом инфракрасном диапазонах. На основе проведенной съемки были построены два (в видимом и инфракрасном диапазоне) ортофотоплана долины реки на участке расположения источников.

Анализ макрокомпонентов в водных пробах выполнялся авторами в Лаборатории постмагматических процессов ИВиС ДВО РАН. Определение концентраций Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , F^- , Cl^- , SO_4^{2-} производилось на ионном хроматографе Metrohm 883. Содержание SiO_2 и бора определялось фотоколориметрическим методом, Al, Fe — методом атомной адсорбции. Для графического отображения геохимических данных и интерпретации результатов использован программный пакет OriginPro 2024.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Химический состав термальных вод

В табл. 1 приведен макрокомпонентный состав вод ВЮ-источников по состоянию на 2022 г. Среди анионов обеих групп ВЮ-источников преобладают серосодержащие ионы ($\text{SO}_4^{2-} + \text{HSO}_4^-$) и Cl^- . Основными компонентами катионной части являются Al^{3+} , Fe^{2+} , Ca^{2+} . Как в Верхней, так и в Нижней группах есть два вида выходов термальных вод, отличающихся по физико-химическим показателям и минерализации. Источники, приуроченные к трещинным измененным лавам, характеризуются высокими температурами, большей минерализацией и самым низким значением рН (1.2–1.4).

Таблица 1. Химический состав Верхне-Юрьевских источников по данным опробования 2022 г. (мг/л)

| Проба | Место отбора | Шифр | T, °C | pH _{лаб} | F ⁻ | Cl ⁻ | SO ₄ ²⁻ | Na ⁺ | K ⁺ | Ca ²⁺ | Mg ²⁺ | Fe _{общ.} | Al ³⁺ | SiO ₂ | Минерализация, г/л |
|----------------|----------------------------------|------|-------|-------------------|----------------|-----------------|-------------------------------|-----------------|----------------|------------------|------------------|--------------------|------------------|------------------|--------------------|
| Верхняя группа | | | | | | | | | | | | | | | |
| Ос-75/22 | “Источник № 1” (л/б) | В1 | 88 | 1.25 | 54.3 | 2232 | 6517 | 168 | 75.5 | 307 | 127 | 180 | 329 | 315 | 10.32 |
| Ос-76/22 | источник ниже “Ист. № 1” (л/б) | В2 | 84 | 1.28 | 50.2 | 2061 | 5798 | 162 | 74.6 | 302 | 125 | 180 | 334 | 316 | 9.42 |
| Ос-78/22 | Источник (л/б) | В3 | 56 | 1.64 | 32.1 | 1123 | 3554 | 134 | 63.3 | 245 | 93.2 | 177 | 300 | 222 | 5.96 |
| Ос-80/22 | ист. “Устьевой” (л/б) | В4 | 65 | 1.40 | 41.1 | 1535 | 4703 | 131 | 64.8 | 246 | 100 | 162 | 302 | 264 | 7.56 |
| Ос-74/22 | ист. “Дальний” (л/б) | В5 | 38 | 1.76 | 24.2 | 796 | 2560 | 84.1 | 53.6 | 147 | 51.7 | 76.6 | 219 | 162 | 4.18 |
| Ос-79/22 | ист. “Ближний” (л/б) | В6 | 43 | 1.76 | 23.4 | 775 | 2429 | 81.1 | 49.5 | 141 | 55.8 | 77.6 | 214 | 172 | 4.03 |
| Нижняя группа | | | | | | | | | | | | | | | |
| Ос-82/22 | ист. “У лавового потока 1” (л/б) | Н1 | 85 | 1.25 | 53.3 | 1988 | 5850 | 164 | 80.9 | 302 | 126 | 188 | 343 | 319 | 9.43 |
| Ос-81/22 | ист. “У лавового потока 2” (л/б) | Н2 | 85 | 1.26 | 51.9 | 1954 | 5832 | 161 | 82.4 | 296 | 123 | 194 | 356 | 312 | 9.38 |
| Ос-83/22 | Источник (л/б) | Н3 | 77 | 1.34 | 48.6 | 1737 | 5153 | 151 | 80.0 | 275 | 115 | 185 | 358 | 275 | 8.39 |
| Ос-84/22 | Источник (л/б) | Н4 | 74 | 1.38 | 51.4 | 1873 | 5688 | 166 | 82.6 | 313 | 122 | 234 | 431 | 404 | 9.38 |
| Ос-85/22 | Источник (п/б) | Н5 | 88 | 1.29 | 56.4 | 1903 | 5592 | 165 | 83.4 | 303 | 125 | 186 | 374 | 282 | 9.08 |
| Ос-86/22 | Источник (п/б) | Н6 | 81 | 1.38 | 54.5 | 1819 | 5512 | 168 | 83.7 | 303 | 126 | 183 | 425 | 320 | 9.01 |
| Ос-87/22 | Источник (л/б) | Н7 | 67 | 1.58 | 38.6 | 1375 | 3853 | 134 | 64.3 | 266 | 107 | 132 | 366 | 253 | 6.60 |
| Ос-88/22 | Источник (п/б) | Н8 | 71 | 1.47 | 44.3 | 1590 | 4634 | 154 | 77.7 | 286 | 117 | 157 | 388 | 294 | 7.76 |
| Ос-89/22 | Источник (л/б) | Н9 | 75 | 1.56 | 43.6 | 1636 | 4818 | 150 | 73.6 | 297 | 119 | 144 | 388 | 305 | 7.99 |
| Ос-90/22 | ист. “У увала” (п/б) | Н10 | 48 | 1.64 | 22.9 | 1104 | 3237 | 120 | 64.4 | 200 | 83.7 | 116 | 299 | 209 | 5.44 |
| Ос-91/22 | ист. “Крайний” (л/б) | Н11 | 53 | 1.76 | 32.0 | 1153 | 3287 | 133 | 64.1 | 261 | 96.7 | 139 | 339 | 239 | 5.75 |
| Ос-92/22 | Ист. “Лимонитовая стенка” (л/б) | Н12 | 19 | 3.33 | 4.3 | 183 | 669 | 48.9 | 17.3 | 96.0 | 30.4 | 1.61 | 61.5 | 131 | 1.25 |

Примечание. п/б — правый берег р. Юрьева, л/б — левый берег р. Юрьева.

Средний диапазон температур таких выходов составляет 80–90°C, минерализация колеблется в пределах 9–10 г/л. Концентрации SO_4^{2-} и Cl^- достигают 6.5 г/л и 2.2 г/л соответственно. Максимальные содержания Al^{3+} (425 мг/л), Ca^{2+} (312 мг/л) и $\text{Fe}_{\text{общ}}$ (234 мг/л), а также SiO_2 (404 мг/л) обнаружены в источниках Нижней группы. Для всех источников характерно повышенное значение бора (2–5.3 мг/л) и марганца (3–7 мг/л). Источники, вытекающие среди каменных развалов или из-под отложений старых селевых потоков, имеют более низкие температуры, меньшую минерализацию и более высокий pH (см. табл. 1).

Как уже отмечалось нами ранее [Калачева, Котенко, 2013; Kalacheva et al., 2016], содержания анионов и общая минерализация ВЮ-источников напрямую связаны с их температурой. В наиболее горячих источниках наблюдаются самые высокие концентрации Cl^- и SO_4^{2-} , а также максимальное количество растворенных солей в целом (рис. 3). В распределении точек по группам нет отличий, все точки попадают в одно поле и формируют единый тренд, отражающий положительную корреляцию между компонентами. Подобное распределение указывает на существенное влияние процессов разбавления термальных вод холодными грунтовыми водами в зоне разгрузки без изменения исходного гидрохимического типа вод. Следует отметить, что точки составов вод в 2003–2020 гг., находясь в границах общего тренда, в большинстве своем располагаются на графиках выше данных 2022 г., что связано с более высокими концентрациями анионов и большей минерализацией в этот период.

В соотношениях между катионами и анионами в обеих группах ВЮ-источников также наблюдается высокая корреляция (рис. 4). Кроме того, распределение точек указывает на то, что источники Нижней группы не являются дериватами Верхней группы, а представляют собой индивидуальный выход термальных вод. В дополнение к полученной температурной зависимости от степени разбавления грунтовыми водами, в пределах каждой группы также хорошо отбивается влияние грунтовых вод на снижение концентрации элементов. Соотношения макрокомпонентов остаются постоянными

во всех источниках, указывая на единые условия формирования.

Как показано в обзоре [Taras, Kalacheva, 2020], многие ASC-воды имеют высокие концентрации фтора и низкие отношения Cl/F , что служит одним из показательных индикаторов непосредственного магматического вклада в их формирование (рис. 5а, зона “магматических вод”). Вблизи этой зоны находится область составов высокотемпературных вулканических газов (относительных концентраций HCl , $\text{SO}_2 + \text{H}_2\text{S}$ и HF). Составы Верхне-Юрьевских источников занимают единую компактную область в зоне “магматических вод” со средним молярным отношением $\text{SO}_4/\text{Cl} = 1$ и концентрациями $\text{F}^- = 50\text{--}60$ мг/л. Расположение точек вдоль единой линии $\text{SO}_4/\text{Cl} = 1$ (см. рис. 5б) указывает на простое смешение метеорных вод с единым исходным водным флюидом с высокими содержаниями сульфат- и хлорид-ионов.

Для Верхне-Юрьевских источников характерно суммарное распределение катионов ($\text{Al} + \text{Fe}/\text{Ca} + \text{Mg}/\text{Na} + \text{K}$) близкое к породному (см. рис. 5в). В качестве исходной породы взяты недавно опубликованные [Котенко и др., 2023] составы разновозрастных андезитов вулкана Эбеко. Хорошо видно, что точки, отражающие составы Верхне-Юрьевских источников концентрируются вблизи более древних пород плейстоценового возраста.

Изменение химического и изотопного состава термальных вод во времени

Верхне-Юрьевские источники имеют продолжительную историю исследований с начала 1950-х гг. Сравнительный анализ гидрохимических данных за длительный период наблюдений может помочь выявить особенности в общей изменчивости компонентного состава источников и определении отклика на эруптивную активность вулкана Эбеко. Основными процессами, контролирующими изменение химического состава ультракислых термальных вод во времени, могут быть: а) сезонные колебания, вызванные изменением метеорологического питания; б) трансформация условий формирования вод в питающем резервуаре в ответ на изменение состояния вулкана-хозяина.

Как показали наши исследования, сезонным колебаниям наиболее подвержены источники

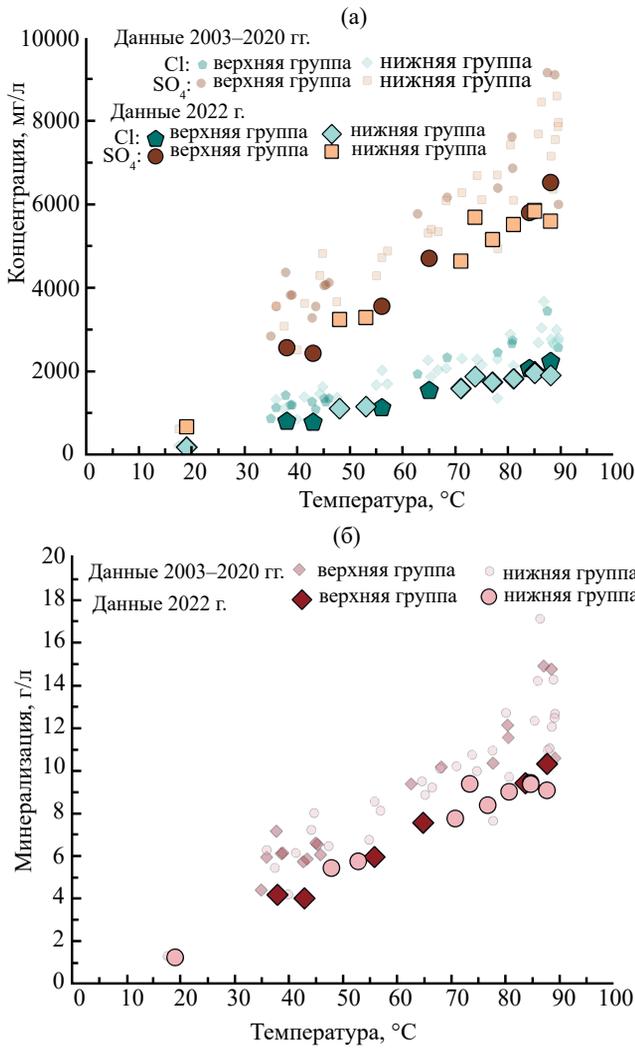


Рис. 3. Корреляция содержания Cl⁻ и SO₄²⁻ (а), минерализации (б) с температурой воды источников.

с более низкой температурой и минерализацией. Все они приурочены к рыхлому осадочному чехлу, в результате чего взаимодействуют с грунтовыми водами. Наиболее показательным примером изменения физико-химических параметров источника за счет разной степени разубоживания приповерхностными водами является источник “У увала” (см. рис. 2б, т. Н10). В период с 2005 по 2022 г. содержание хлор-ионов в воде этого источника менялось от 800 до 2250 мг/л, температура изменялась от 40 до 63°C, минерализация — от 4 до 10 мг/л (табл. 2). К сожалению, в периоды опробования не фиксировался дебит источника, но визуальная оценка фото- и видеоматериалов прошлых лет указывает на увеличение объема воды в периоды фиксирования самых низких температур.

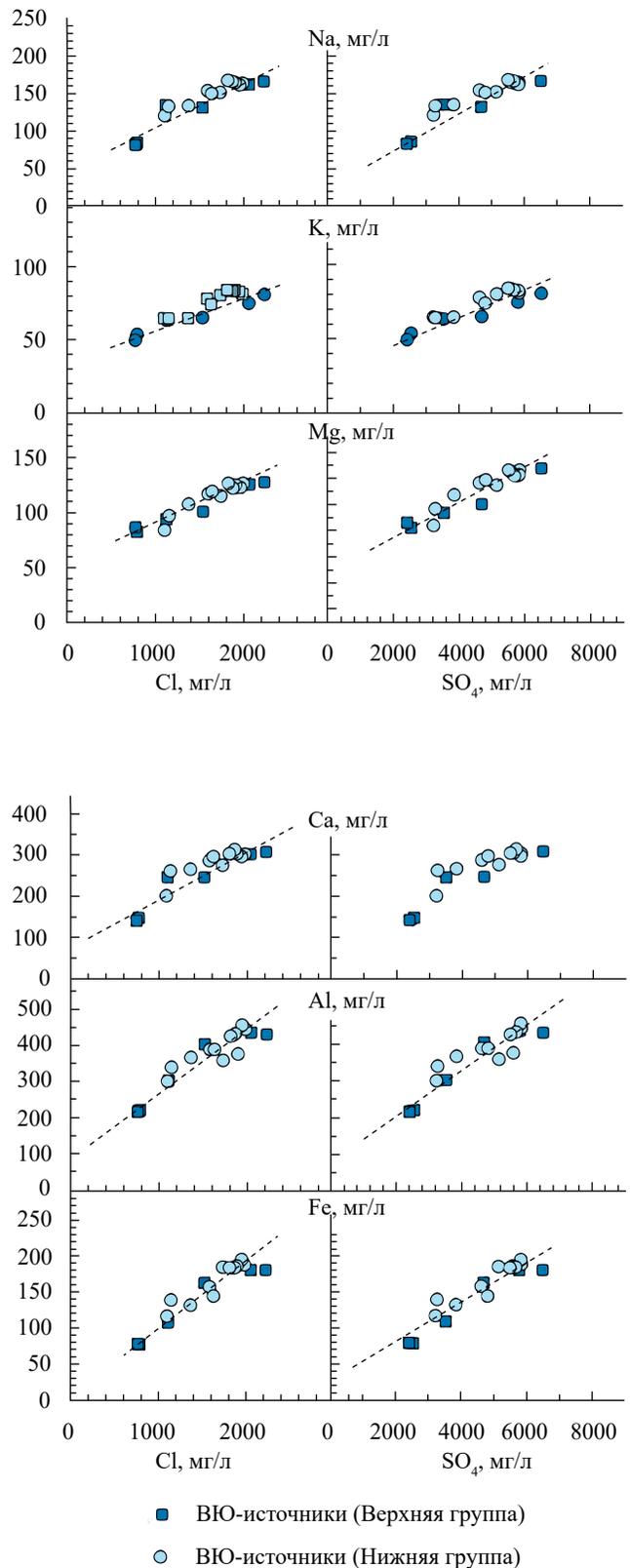


Рис. 4. Соотношение анионов и катионов в Верхне-Юрьевских источниках.

Таблица 2. Химический состав источника “У увала” по данным опробования 2005–2022 гг.

| Год | Дата отбора | T, °C | pH _{лаб} | F ⁻ | Cl ⁻ | SO ₄ ²⁻ | Na ⁺ | K ⁺ | Ca ²⁺ | Mg ²⁺ | Fe _{общ.} | Al ³⁺ | SiO ₂ |
|------|-------------|-------|-------------------|----------------|-----------------|-------------------------------|-----------------|----------------|------------------|------------------|--------------------|------------------|------------------|
| 2005 | 17.09.2005 | 40.0 | 1.57 | 30.2 | 851 | 2509 | 64 | 56.6 | 124 | 53 | 148 | 187 | 181 |
| 2010 | 18.09.2010 | 64.8 | 1.53 | н.д. | 2269 | 5307 | 238 | 135 | 417 | 131 | 237 | 508 | 261 |
| 2014 | 13.08.2014 | 41.4 | 1.44 | н.д. | 1383 | 3622 | 130 | 36.5 | 200 | 82.7 | 142 | 227 | 325 |
| 2016 | 31.07.2016 | 44.8 | 1.63 | 34.1 | 1449 | 4363 | 148 | 105 | 234 | 90.2 | 268 | 438 | 234 |
| 2017 | 13.07.2017 | 36.0 | 1.67 | 35.0 | 1352 | 4131 | 131 | 95.2 | 199 | 82.5 | 142 | 334 | 372 |
| 2019 | 13.08.2019 | 66.7 | 1.61 | 57.1 | 2026 | 6340 | 209 | 134 | 325 | 138 | 249 | 540 | 197 |
| 2020 | 07.08.2020 | 68.2 | 1.61 | 58.0 | 2056 | 6207 | 200 | 115 | 431 | 136 | 223 | 545 | 217 |
| 2022 | 05.08.2022 | 48.0 | 1.64 | 22.9 | 1104 | 3237 | 120 | 64.4 | 200 | 83.7 | 116 | 299 | 209 |

Примечание. н.д. — нет данных.

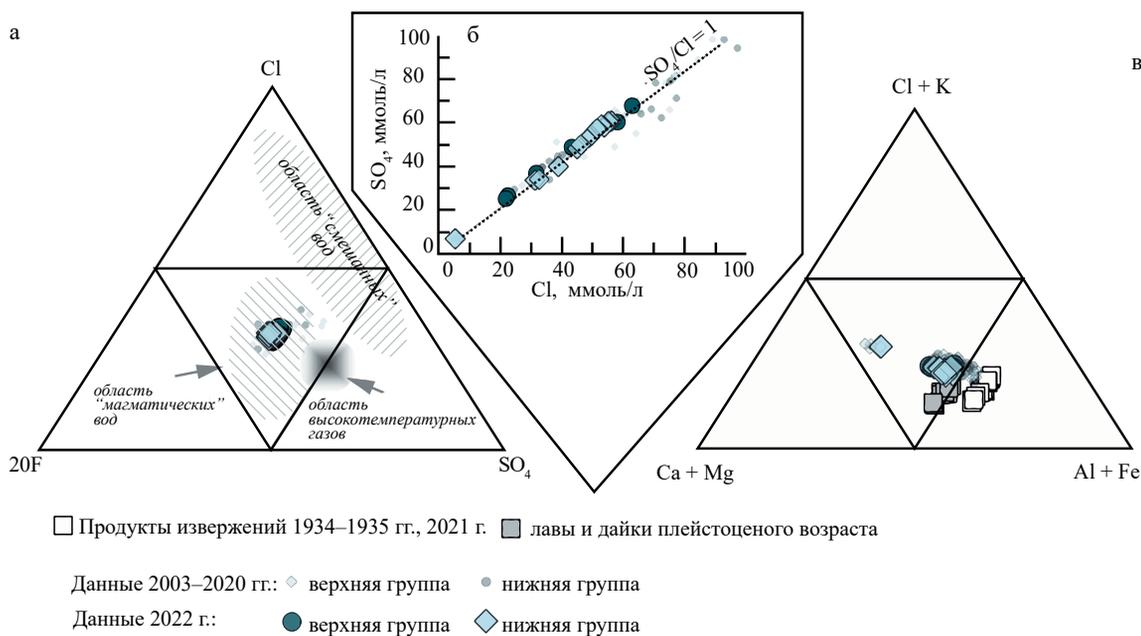


Рис. 5. Диаграммы относительных содержаний макрокомпонентов в термальных водах (мольные концентрации): анионы (а), соотношение SO₄/Cl (б), катионы (в).

Состав пород — по данным [Котенко и др., 2023].

Как менялся состав воды источника в разные годы опробования наглядно продемонстрировано на рис. 6а. В качестве нормирующего показателя, в отношении которого выполнены все сравнения, используется хлор-ион как наиболее консервативный элемент, не формирующий вторичных минеральных комплексов при смешении кислых термальных и поверхностных вод. Наблюдается положительная линейная корреляция между температурой,

минерализаций, содержаниями макрокатионов и концентрацией Cl⁻ при такой же зависимости между минерализацией и температурой (см. рис. 3б). Некоторый разброс концентраций Ca²⁺ (см. рис. 6б) может быть связан как с потерей при смешении вод за счет формирования солей по пути фильтрации в рыхлых отложениях, так и с повторным растворением при увеличении доли термальных вод в более “сухие” годы.

В источниках с высокими температурами (>80°C) при достаточно стабильной температуре и pH наблюдается вариативность в концентрациях анионов и некоторых катионов, которую нельзя объяснить простым смешением с грунтовыми/поверхностными водами (см. рис. 3, 4). Рассмотрим произошедшие изменения в содержании макрокомпонентов на примере двух источников, имеющих наиболее длинные ряды геохимических данных: “Источник № 1” (Верхняя группа) и источник “У лавового потока” (Нижняя группа). Впервые эти источники были опробованы в 1952 г.¹ За весь период наблюдения (см. табл. 3, 4), содержания Cl⁻ и SO₄²⁻, растворенного алюминия и железа в 1950-е гг. были заметно выше, чем в последующий период наблюдения. Колебания содержаний остальных катионов (Ca²⁺,

Mg²⁺, Na) не так значительны. В начальный период (1955–1961 гг.) была отмечена максимальная температура воды (94–95°C) и самый низкий pH (0.86). Упоминания о низкотемпературных fumarолах в верховьях р. Юрьева также относится к этому периоду [Зеленов и др., 1965].

На рис. 7 приведено изменение содержания основных анионов и их соотношений в режимных источниках во времени и в сопоставлении с периодами активизации вулкана Эбеко. Подобная корреляция изучалась нами ранее [Калачева, Котенко, 2013; Kalacheva et al., 2016], но однозначного вывода сделать не удалось, так как использовался неполный набор данных, который должен был включать период подготовки к извержению вулкана, время извержения и период после него. За последние

Таблица 3. Химический состав воды “Источник № 1” (1952–1922 гг.), мг/л

| Год | Дата отбора | T, °C | pH _{лаб} | F ⁻ | Cl ⁻ | SO ₄ ²⁻ | Na ⁺ | K ⁺ | Ca ²⁺ | Mg ²⁺ | Fe _{общ.} | Al ³⁺ | SiO ₂ | Ссылка |
|------|---------------|-------|-------------------|----------------|-----------------|-------------------------------|-----------------|----------------|------------------|------------------|--------------------|------------------|------------------|--------------------------|
| 1952 | | н.д. | н.д. | н.д. | 4677 | 9116 | н.д. | н.д. | 540 | 225 | 500 | н.д. | н.д. | Власов, 1953 (Отчет) |
| 1955 | | 95.0 | 0.86 | 52.0 | 4928 | 8854 | 287 | 268 | 344 | 267 | 417 | 608 | н.д. | Иванов, 1957 |
| 1957 | | 90.0 | 1.32 | н.д. | 4346 | 12407 | 395 | 190 | 478 | 230 | 595 | 1023 | 256 | Зеленов, 1972 |
| 1959 | | 90.0 | 1.15 | н.д. | 4380 | 12895 | 385 | 260 | 251 | 204 | 599 | 996 | 326 | Зеленов, 1972 |
| 1960 | | 94.0 | 1.08 | 79.9 | 4042 | 12482 | 351 | 230 | 463 | 210 | 461 | 994 | 273 | Родионова и др., 1966 |
| 1961 | Август 1961 | 95.0 | 1.25 | н.д. | 3220 | 11861 | 278 | 248 | 404 | 196 | 526 | 989 | 260 | Мархинин, Стратула, 1977 |
| 1969 | | 85.5 | 1.26 | 11.3 | 3305 | 8224 | 327 | 156 | 421 | 179 | 392 | 612 | 270 | Никитина, 1978 |
| 1984 | Август 1984 | 85.0 | 1.48 | 52.8 | 2252 | 5595 | 166 | 95 | 341 | 134 | 376 | 475 | 284 | Фазлуллин, 1999 |
| 1987 | Сентябрь 1987 | 84.0 | 1.14 | 86.6 | 3008 | 8067 | 220 | 125 | 376 | 140 | 314 | 636 | 242 | Фазлуллин, 1999 |
| 2005 | 10.09.2005 | 78.0 | 1.20 | 40.0 | 2446 | 6386 | 129 | 95 | 192 | 90 | 257 | 474 | 247 | Эта работа |
| 2010 | 17.09.2010 | 87.4 | 1.27 | н.д. | 3440 | 7149 | 297 | 147 | 481 | 190 | 349 | 522 | 330 | Калачева, Котенко, 2013 |
| 2013 | 24.08.2013 | 90.0 | 1.34 | н.д. | 2769 | 6278 | 276 | 98 | 411 | 173 | 227 | 480 | 286 | Эта работа |
| 2014 | 13.08.2014 | 80.8 | 1.20 | н.д. | 2736 | 6861 | 187 | 128 | 230 | 150 | 228 | 526 | 502 | Kalacheva et al., 2016 |
| 2016 | 31.07.2016 | 80.4 | 1.12 | 61.0 | 3284 | 9454 | 255 | 159 | 305 | 159 | 224 | 572 | 263 | Эта работа |
| 2017 | 13.07.2017 | 84.8 | 1.18 | 64.0 | 3461 | 9101 | 219 | 144 | 332 | 138 | 252 | 466 | 584 | Эта работа |
| 2019 | 13.08.2019 | 89.5 | 1.19 | 68.5 | 2561 | 7995 | 250 | 136 | 379 | 172 | 312 | 520 | 197 | Эта работа |
| 2020 | 07.08.2020 | 85.7 | 1.21 | 75.0 | 2661 | 7610 | 220 | 106 | 317 | 159 | 341 | 472 | 176 | Эта работа |
| 2022 | 05.08.2022 | 89.1 | 1.25 | 54.3 | 2232 | 6517 | 166 | 75.5 | 307 | 127 | 180 | 329 | 315 | Эта работа |

Примечание. н.д. — нет данных.

Таблица 4. Химический состав источника “У лавового потока” (1957–2022 гг.), мг/л

| Год | Дата отбора | T, °C | pH _{лаб} | F ⁻ | Cl ⁻ | SO ₄ ²⁻ | Na ⁺ | K ⁺ | Ca ²⁺ | Mg ²⁺ | Fe _{общ} | Al ³⁺ | SiO ₂ | Ссылка |
|------|---------------|-------|-------------------|----------------|-----------------|-------------------------------|-----------------|----------------|------------------|------------------|-------------------|------------------|------------------|--------------------------|
| 1957 | | 90.0 | 1.12 | н.д. | 4674 | 13492 | 328 | 220 | 543 | 241 | 673 | 1200 | 274 | [Зеленов, 1972] |
| 1959 | | 90.0 | 1.19 | н.д. | 4330 | 13259 | 310 | 295 | 253 | 178 | 591 | 1079 | 314 | [Зеленов, 1972] |
| 1960 | 10.09.1960 | 90.0 | 1.25 | 6.0 | 3284 | 8245 | 143 | 154 | 248 | 111 | 177 | 453 | 281 | [Сидоров, 1966] |
| 1969 | | 84.0 | 1.3 | 12.5 | 3184 | 8193 | 317 | 162 | 409 | 176 | 383 | 627 | 271 | [Никитина, 1978] |
| 1984 | Август 1984 | 90.0 | 1.26 | 98.0 | 3404 | 8206 | 273 | 166 | 421 | 195 | 447 | 769 | 348 | [Фазлуллин, 1999] |
| 1987 | Сентябрь 1987 | 89.0 | 1.14 | 86.6 | 3089 | 8212 | 219 | 112 | 396 | 132 | 324 | 630 | 227 | [Фазлуллин, 1999] |
| 1988 | Август 1988 | 81.8 | 1.1 | 80.3 | 2788 | 9469 | 191 | 128 | 356 | 160 | 360 | 629 | 214 | [Фазлуллин, 1999] |
| 2001 | | 87.0 | 0.98 | н.д. | 3140 | 9310 | 198 | 198 | 270 | 130 | 250 | 630 | 200 | [Бессонова и др., 2006] |
| 2003 | 26.08.2003 | 81.0 | 1.41 | 51.0 | 2135 | 6094 | 119 | 116 | 208 | 114 | 225 | 432 | 219 | Эта работа |
| 2013 | 24.08.2013 | 84.0 | 1.16 | н.д. | 3018 | 6811 | 294 | 104 | 470 | 183 | 246 | 634 | 288 | Эта работа |
| 2014 | 13.08.2014 | 71.2 | 1.30 | н.д. | 2308 | 6277 | 168 | 134 | 226 | 132 | 80 | 468 | 418 | [Kalacheva et al., 2016] |
| 2016 | 31.07.2016 | 86.7 | 1.03 | 79.1 | 3659 | 10670 | 312 | 180 | 436 | 172 | 553 | 580 | 480 | Эта работа |
| 2017 | 13.07.2017 | 86.3 | 0.99 | 76.4 | 3153 | 9465 | 258 | 178 | 393 | 171 | 339 | 632 | 677 | Эта работа |
| 2019 | 13.08.2019 | 88.1 | 1.39 | 70.1 | 2725 | 7849 | 256 | 143 | 394 | 176 | 292 | 520 | 192 | Эта работа |
| 2020 | 07.08.2020 | 86.4 | 1.41 | 73.2 | 2787 | 7957 | 229 | 109 | 384 | 165 | 285 | 494 | 184 | Эта работа |
| 2022 | 05.08.2022 | 85.0 | 1.26 | 51.9 | 1954 | 5832 | 161 | 82.4 | 296 | 123 | 194 | 356 | 312 | Эта работа |

Примечание. н.д. — нет данных.

восемь лет (с 2016 г.) нам удалось получить геохимическую информацию, подтверждающую отклик гидротермальной системы на события, происходящие на вулкане Эбеко.

Следует отметить, что в начальный период наблюдения за ВЮ-источниками выявлены самые высокие содержания основных анионов, что могло быть связано с более высокой гидротермальной активностью вулкана Эбеко в целом. В этот период в Среднем кратере вулкана находилось термальное оз. Горячее диаметром до 200 м и глубиной до 20 м. Средняя температура воды была 30–35°C, достигая в местах расположения подводных парагазовых выходов 90°C. Вода в озере была ультракислой с pH до 1.3, SO₄–Cl–Na состава с минерализацией до 4.7 г/л. По периметру озера наблюдалась мощная фумарольная и гидротермальная

активность [Горшков, 1954; Иванов, 1957; Зеленов и др., 1965]. На южном берегу озера, почти на уровне воды, располагался крупный интенсивно газифицирующийся источник с pH <1 и температурой 77°C [Иванов, 1957]. Вода (Q ~1–2 л/с) вытекала из широкой трещины (сечением до 10 см) и вливалась в озеро. С начала 1960-х гг. гидротермальная активность в Среднем кратере стала спадать [Опыт ..., 1966] и к середине 1960-х гг. практически исчезла [Скрипко и др., 1966]. При этом активность других фумарольных полей не прекращалась: суммарная фумарольная разгрузка вулкана Эбеко, инструментально измерявшаяся начиная с 1959 г. [Котенко и др., 2022; Меняйлов и др., 1988; Нехорошев, 1960] составляла 0.9–2 тыс. т/сут в межэруптивные периоды. В сравнении с этими данными вулканический приток, необходимый для

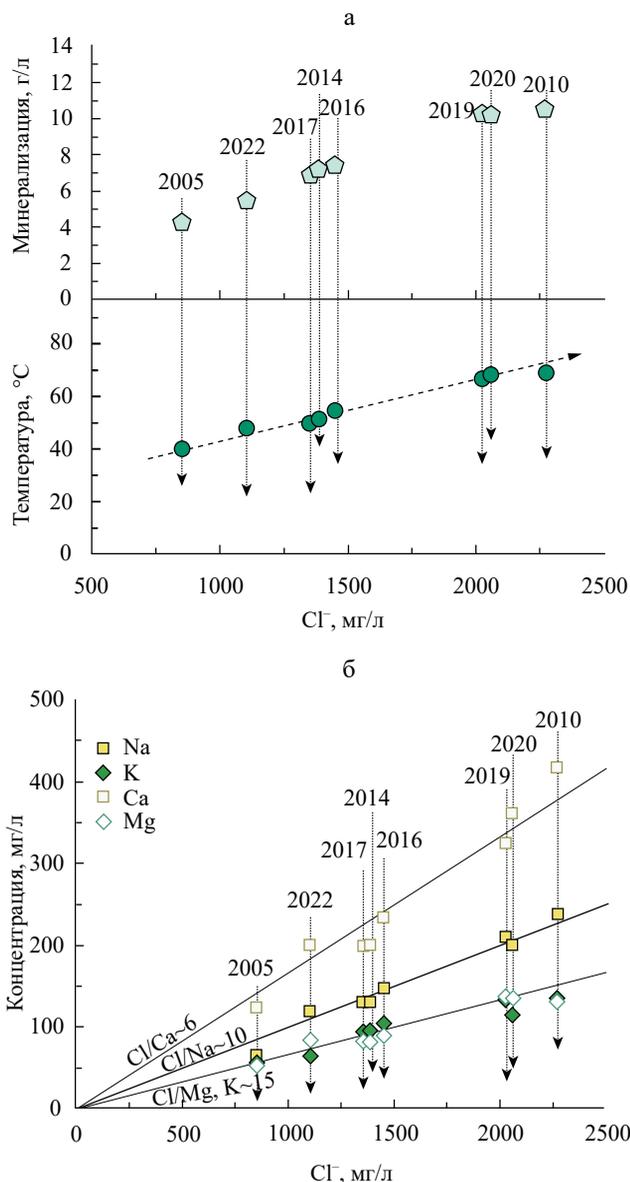


Рис. 6. Соотношения Cl⁻ (температура, минерализация, катионы) для источника “У увала”. Цифрами на графиках показан год опробования.

равновесного состояния оз. Горячее ~1.4 тыс. т/сут, полученный масс-балансовыми и энергетическими расчетами для 1952 г. [Pasternack, Varekamp, 1997], представляется очень значительным. Суммарная газовая эмиссия вулкана по самой низкой оценке могла превышать 2.3 тыс. т/сут.

С другой стороны, если обратить внимание на рост отношения SO₄²⁻ к Cl⁻ в период 1957–1960 гг., сменившийся затем падением, то по аналогии с нашими наблюдениями современного извержения (2016–2024 гг.)

можно предположить вслед за авторами работы [Belousov et al., 2021], что предвестники подъема магмы были, но магма не достигла поверхности, извержение не произошло, а ореол с аномальными тепловыми и геохимическими свойствами достиг гидротермальной системы. Последствия выразились в высоком содержании SO₄²⁻ и Cl⁻, понижении pH и, как следствие, усилении взаимодействия раствора с вмещающими породами и переход в раствор большего количества порообразующих элементов, в первую очередь алюминия и железа (см. табл. 2).

Причиной дальнейшего ослабления гидротермальной деятельности в кратерах вулканов могли стать изменения в системе питающих каналов фумарол [Никитина, 1978] и смещение основной разгрузки флюида на другие участки. В частности, зарастание флюидопроводящих каналов и трещин в результате каптирования их минералами гидротермального генезиса. Как свидетельствуют данные наблюдений 1950–1960 гг. [Иванов, 1957; Сидоров, 1966], ослабление термальной активности, особенно в Среднем кратере, происходило постепенно, на протяжении длительного (более 10–15 лет) периода, при этом наблюдалось увеличение фумарольной разгрузки на Северо-Восточном поле [Меняйлов и др., 1988]. Масштабное ослабление гидротермальной разгрузки на вулкане в дальнейшем, вероятнее всего, происходило в ответ на уменьшение потока магматического флюида в его гидротермальную систему в целом.

Редкие данные опробования в период с 1970 г. до 2003 г. не позволяют судить о реакции гидротермальной системы и на усиление активности вулкана в этот период (см. рис. 7 и табл. 3, 4), но некоторая тенденция увеличения отношения SO₄/Cl перед эксплозивными событиями 1987–1990 гг., описанных в работе [Мелекесцев и др., 1993] просматривается. С 2003 г. проводится более-менее регулярный мониторинг химического состава Верхне-Юрьевских источников. В период с 2003 г. по 2010 г. наблюдается постоянное снижение величины отношения SO₄/Cl (с 1.13 до 0.75). Происходило это снижение постепенно или ступенчато, в связи с отсутствием режимных наблюдений 2006–2009 гг., утверждать сложно. Также нельзя сделать однозначные выводы, что

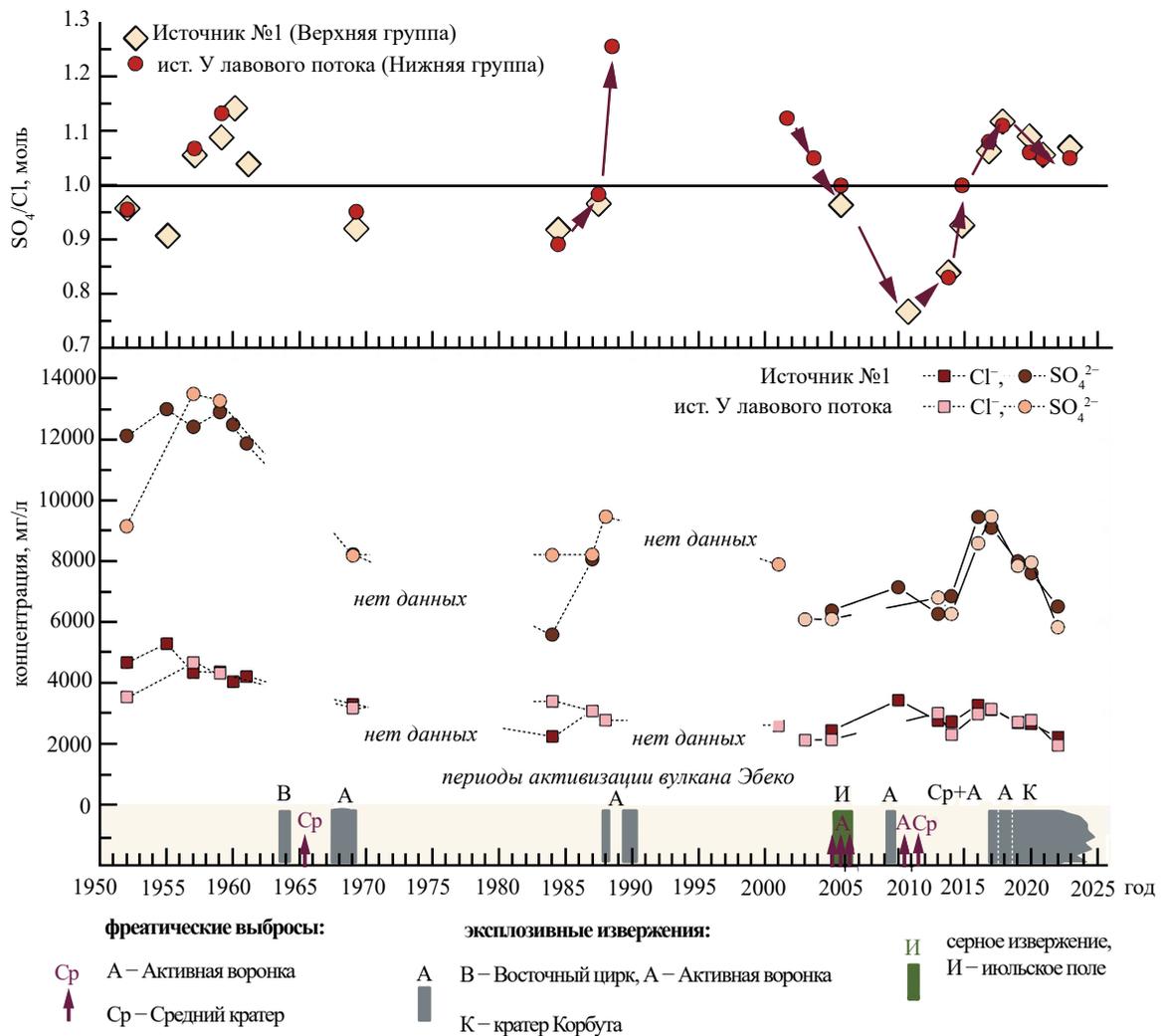


Рис. 7. Изменение во времени в водах Верхне-Юрьевских источников содержания SO_4 и Cl и их отношения (SO_4/Cl) в сопоставлении с периодами активизации вулкана Эбеко.

предшествующее снижение показателя вызвано “серным” извержением, произошедшим в 2005–2006 гг. на северо-восточном склоне Северного кратера (Июльское фумарольное поле) [Котенко и др., 2007] или подготовкой к периоду активизации 2009–2010 гг., выраженной серией эксплозивных взрывов из Активной воронки [Котенко и др., 2010, 2012]. В химическом составе воды в этот период значимых колебаний не выявлено. При практически ежегодном опробовании (2010–2022 гг.) удалось выявить отклик системы на вулканические события. Осенью 2016 г. начался новый этап эруптивной активности вулкана, продолжающийся в настоящее время. Практически за 5 лет до этого события мы наблюдали начало роста отношения SO_4/Cl ,

продолжающегося вплоть до 2017 г. Резкое увеличение (по сравнению с 2014 г.) концентраций Cl^- (на 20–59%) и SO_4^{2-} (38–70%) в воде зафиксирован за 2.5 месяца до начала извержения в 2016 г., что является прямым следствием увеличения поступления магматического флюида в гидротермальную систему. Высокие значения анионов сохранялись и в 2017 г. Начиная с 2019 г. несмотря на то, что извержение продолжается, наблюдается спад концентраций анионов до предэруптивного периода 2013–2014 гг. Однако отношение SO_4/Cl , несколько снизившееся к 2020 г., остается стабильно высоким (~1.1).

Параллельно с изменением химического состава термальных вод было выявлено утяжеление изотопов $\delta^{18}\text{O}$ и δD в пробах 2016–2017 гг.

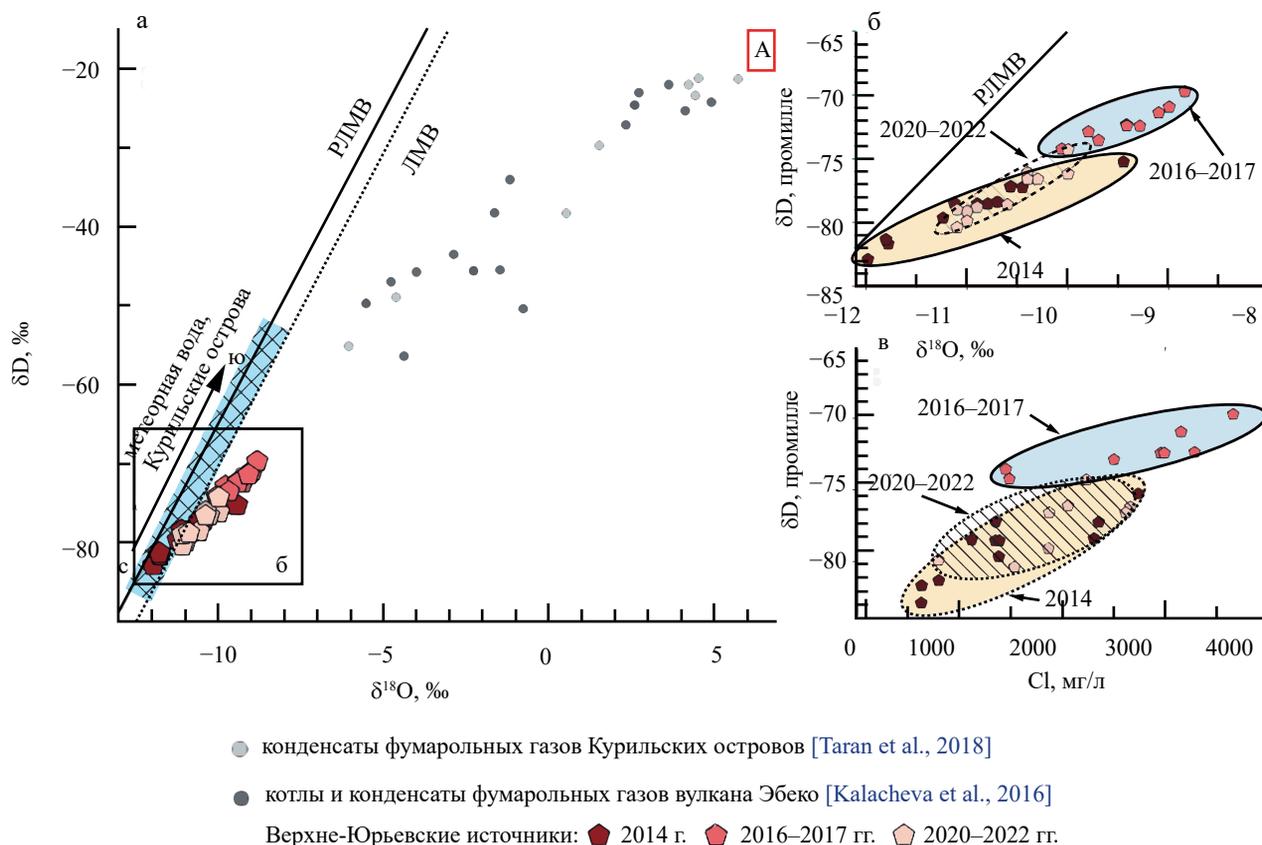


Рис. 8. Изотопный состав Верхне-Юрьевских источников (по данным 2014–2022 гг.).

а — соотношение $\delta^{18}\text{O}$ к δD (А — область распространения андезитовых вод, по [Таран и др., 1989]; РЛМВ — региональная линия метеорных вод, по [Чешко, 1994], ЛМВ — глобальная линия метеорных вод, по [Craig, 1961]; стрелка С–Ю обозначает изменение изотопного состава поверхностных вод от северных к южным островам); б — соотношение $\delta^{18}\text{O}$ к δD для Верхне-Юрьевских источников (увеличенный фрагмент) с выделением характерных распределений данных по отдельным периодам; в — соотношение Cl к δD для Верхне-Юрьевских источников (2014–2022 гг.) с выделением характерных распределений данных по отдельным периодам.

относительно 2014 г. [Калачева, Таран, 2019]. На графике (рис. 8) к опубликованным данным добавлены точки по состоянию на 2020 и 2022 гг. Обобщение полученных результатов сводится к следующему.

1) Изотопные составы Верхне-Юрьевских источников, по данным опробования 2014 г., локализируются вблизи линии метеорных вод, но с заметным положительным сдвигом по $\delta^{18}\text{O}$ и δD за счет смешения магматических паров и метеорных вод (см. рис. 8а), они также характеризуются высокой корреляцией между концентрациями Cl -ионов и величинами δD и $\delta^{18}\text{O}$ (см. рис. 8в).

2) Точки данных 2016 и 2017 гг. лежат на продолжении тренда, отмеченного для проб 2014 г.

(см. рис. 8а, 8б), одновременно с утяжелением изотопного состава в термальных водах увеличилась концентрация хлор-ионов (см. рис. 8в), что, согласно [Taran, Zelenski, 2014], является признаком увеличения доли магматической воды в питании термальных вод и вулканических паров.

3) В предэруптивный период с октября 2015 г. по сентябрь 2016 г. был выявлен также рост содержания SO_2 , CO_2 , H_2 во всех фумарольных газах и HCl в высокотемпературных газах вулкана Эбеко, а также изменение изотопного состава воды в их конденсатах [Котенко и др., 2022]. То есть, увеличение концентраций сульфат- и хлорид-ионов и изменение изотопного состава термальных вод происходило одновременно как в привершинной части вулкана, так и на

северо-западном склоне. Это, на наш взгляд, подтверждает наличие единой питающей гидротермальной системы.

4) По состоянию на 2020 и 2022 гг. для Верхне-Юрьевских источников наблюдалось восстановление преэруптивных значений 2014 г. изотопного состава и концентрации хлорид-ионов (см. рис. 8).

Таким образом, выявлен отклик гидротермальной системы вулкана Эбеко на его извержение, начавшееся в 2016 г. Отклик происходил только в подготовительный период, когда происходило увеличение дегазации питающей вулкан магматической системы и сохранялся в начальную фазу извержения. Через некоторый промежуток времени мы вновь наблюдаем значительное снижение в первую очередь сульфат- и хлорид-ионов. Более того, в 2022 г. зафиксированы наиболее низкие значения за всю историю наблюдения за вулканом. Возможно, пока идет извержение, гидротермальная система будет “разбавляться” метеорной водой и дальше. Заметные изменения были зафиксированы также в фумарольных газах вокруг вершины, что свидетельствует о единстве питающей гидротермальной системы. Дегазация свежей риолитовой магмы создает перед ее фронтом ореол с аномальными термическими и геохимическими свойствами, который первым достигает гидротермальной системы [Belousov et al., 2021], вызывая преэруптивные изменения, в том числе химического и изотопного составов термальных вод и фумарольных газов за счет увеличения потока кислых газов (в первую очередь SO_2 и HCl). Впервые эти изменения зафиксированы за 3–4 месяца до начала извержения, но скорее всего они начались несколько раньше, так как опробование термальных вод в 2015 г. не проводилось. Замедленные условия водообмена в постройке вулкана привели к тому, что в начальный период извержения еще сохраняются аномальные значения параметров. После того как магматическое тело прорывает гидротермальную систему, остывающая, уже отдавшая часть газов, магма самоизолируется от системы. Вся эруптивная активность идет через фронт потока, а в гидротермальную систему поступает небольшое количество газов. Возможно, для Верхне-Юрьевских источников время отклика на изменение состояния

вулкана, от стадии подготовки извержения к его началу и время возврата к “нормальному” состоянию имеет продолжительность 1–2 года и зависит от скорости подъема магмы и скорости водообмена. Это предположение требует дополнительных режимных наблюдений за химическим и изотопным составом вод.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В северной части о. Парамушир, в долине р. Юрьева разгружается уникальный тип термальных вулканических вод сульфатно-хлоридного состава с $\text{pH} = 1.2$, температурой до $85\text{--}90^\circ\text{C}$ и минерализацией до $10\text{--}11$ г/л. Разгрузка осуществляется двумя группами Верхне-Юрьевских источников. Высокие корреляционные связи между анионами и катионами, физико-химическими параметрами указывают на единый источник питания.

Изменение химического состава термальных вод происходит за счет сезонных колебаний и в ответ на изменение состояния вулкана-хозяина. Сезонным колебаниям наиболее подвержены воды источников, приуроченные к рыхлому осадочному чехлу. В источниках основной термовыводящей зоны с высокими температурами ($>80^\circ\text{C}$) наблюдается вариативность в концентрациях анионов, связанная с периодами активизации вулкана. Фреато-магматические извержения предваряет изменение химического и изотопного составов термальных вод за счет увеличения потока магматических летучих, поступающих в систему. Рост отношения SO_4/Cl в воде начался практически за 5 лет до начала этапа эруптивной активности вулкана 2016 г. и продолжался до 2017 г. Резкое увеличение (по сравнению с 2014 г.) концентраций Cl^- (на $20\text{--}59\%$) и SO_4^{2-} ($38\text{--}70\%$) в воде зафиксирован за 2.5 месяца до начала извержения в 2016 г., что является прямым следствием увеличения поступления магматического флюида в гидротермальную систему. Высокие значения анионов сохранялись и в 2017 г. Начиная с 2019 г., несмотря на то, что извержение продолжается, наблюдается спад концентраций анионов до преэруптивного периода 2013–2014 гг. Однако отношение SO_4/Cl , несколько снизившееся к 2020 г., остается стабильно высоким (~ 1.1). Параллельно с изменением химического

состава термальных вод выявлено утяжеление изотопов $\delta^{18}\text{O}$ и δD в пробах 2016–2017 гг. относительно 2014 г.

Полученные данные указывают на то, что для Верхне-Юрьевских источников время отклика на изменение состояния вулкана от стадии подготовки извержения к его началу и время возврата к “нормальному” состоянию имеет продолжительность 1–2 года и зависит от скорости подъема магмы и скорости водообмена.

Для дальнейшего изучения и детализации аспектов отклика гидротермальной системы вулкана на продолжающееся извержение необходимо продолжить ряд наблюдений за Верхне-Юрьевскими источниками. Наиболее продуктивными для режимных наблюдений являются “Источник № 1” (Верхняя группа источников) и один из источников, расположенных вблизи фронта лавового потока вулкана Эбеко.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны Л.В. Котенко и Д.Ю. Кузьмину за неоценимую помощь при проведении многолетних полевых исследований.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках государственного задания Института вулканологии и сейсмологии Дальневосточного отделения Российской академии наук по теме научно-исследовательских работ “Роль гидротермальных систем Курило-Камчатской вулканической дуги в перераспределении мантийного и корового вещества, в процессах минерало-рудогенеза” (рег. № НИОКТР 124032200002-0).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бортникова С.Б., Бессонова Е.П., Трофимова Л.Б. и др. Гидрогеохимия газогидротермальных источников вулкана Эбеко (о. Парамушир) // Вулканология и сейсмология. 2006. № 1. С. 39–51.

Горшков Г.С. Вулканы острова Парамушир и их состояние летом 1953 г. // Бюлл. вулканолог. станций. 1954. № 22. С. 9–29.

Зеленов К.К. Вулканы как источники рудообразующих компонентов осадочных толщ. М.: Наука, 1972. 213 с.

Зеленов К.К., Ткаченко Р.П., Канакина М.Л. Перераспределение рудообразующих элементов в процессе гидротермальной деятельности вулкана Эбеко (о. Парамушир) // Труды ГИН АН СССР. 1965. Вып. 141. С. 140–167.

Иванов В.В. Современная гидротермальная деятельность вулкана Эбеко на острове Парамушир // Геохимия. 1957. № 1. С. 63–77.

Калачева Е.Г., Волошина Е.В. Геохимическая характеристика термальных источников привершинной части вулкана Эбеко (о. Парамушир, Курильские острова) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2022. № 2. Вып. 54. С. 6–19.

Калачева Е.Г., Котенко Т.А. Химический состав вод и условия формирования Верхне-Юрьевских термальных источников (о. Парамушир, Курильские острова) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. № 2. Вып. 22. С. 55–68.

Калачева Е.Г., Таран Ю.А. Процессы, контролирующие изотопный состав (δD и $\delta^{18}\text{O}$) термальных вод Курильской островной дуги // Вулканология и сейсмология. 2019. № 4. С. 3–17.

Калачева Е.Г., Таран Ю.А., Волошина Е.В. и др. Кратерное озеро Кипящее в кальдере вулкана Головнина: геохимия воды и газов, вынос магматических летучих // Вулканология и сейсмология. 2023. № 1. С. 3–20.

Калачева Е.Г., Таран Ю.А., Котенко Т.А., Волошина Е.В. Геохимия кислых термальных вод острова Уруп (Курильские острова) // Вулканология и сейсмология. 2021. № 5. С. 1–16.

Калачева Е.Г., Таран Ю.А., Котенко Т.А. и др. Ультракислые сульфатно-хлоридные воды вулкана Баранского (о. Итуруп, Курильские о-ва): состав и вынос магматических и породообразующих компонентов // Вулканология и сейсмология. 2022. № 5. С. 31–48.

Котенко Т.А., Калачева Е.Г., Волошина Е.В. Современные экзогенные процессы в долинах р. Юрьева (о. Парамушир) и руч. Горчиный (о. Кетой) и их влияние на разгрузки термальных вод / Материалы XXIII Всероссийской научной конференции, посвященной Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2020. С. 187–190.

Котенко Т.А., Котенко Л.В. Дождевые сели 4 сентября 2017 г. в северной части острова Парамушир, Курильские острова // Геориск. 2018. № 3. С. 46–55.

Котенко Т.А., Мельников Д.В., Тарасов К.В. Газовая эмиссия вулкана Эбеко (Курильские острова) в 2003–2021 гг.: геохимия, потоки и индикаторы

- активности // Вулканология и сейсмология. 2022. № 4. С. 31–46.
<https://doi.org/10.31857/S0203030622040058>
- Котенко Т.А., Сандимирова Е.И., Котенко Л.В.* Извержения вулкана Эбеко (Курильские острова) в 2016–2017 гг. // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2018. № 1. Вып. 37. С. 32–42.
- Котенко Т.А., Сандимирова Е.И., Котенко Л.В.* Извержение вулкана Эбеко (о. Парамушир) в 2018 г. / Материалы XXII научной конференции, посвященной Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2019. С. 82–85.
- Котенко Т.А., Смирнов С.З., Тимина Т.Ю.* Активность вулкана Эбеко в 2022 г.: механизм и продукты извержения // Вулканология и сейсмология. 2023. № 4. С. 3–22.
- Мархинин Е.К., Стратула Д.С.* Гидротермы Курильских островов / Отв. ред. В.М. Сугробов. М.: Наука, 1977. 212 с.
- Мелекесцев И.В., Двигало В.Н., Кирьянов В.Ю. и др.* Вулкан Эбеко (Курильские острова): история эруптивной активности и будущая вулканическая опасность. Ч. I // Вулканология и сейсмология. 1993. № 3. С. 69–81.
- Меняйлов И.А., Никитина Л.П., Шапарь В.Н.* Особенности химического и изотопного состава фумарольных газов в межэруптивный период деятельности вулкана Эбеко // Вулканология и сейсмология. 1988. № 4. С. 21–36.
- Нехорошев А.С.* Геотермические условия и тепловой поток вулкана Эбеко на острове Парамушир // Бюлл. вулканолог. станций. 1960. № 29. С. 38–46.
- Никитина Л.П.* Миграция металлов с активных вулканов в бассейн седиментации. М.: Наука, 1978. 80 с.
- Опыт комплексного исследования района современного и новейшего вулканизма (на примере хр. Вернадского о. Парамушир) // Труды СахКНИИ СО АН СССР. 1966. Вып. 16. 206 с.
- Родионова Р.И., Сидоров С.С., Федорченко В.И., Шилов В.Н.* Геологическое строение и современная гидротермальная деятельность вулкана Влодавца. Современный вулканизм // Труды Второго Всесоюзного вулканологического совещания 3–17 сентября 1964 г. Т. I. М.: Наука, 1966. С. 98–103.
- Сидоров С.С.* Активизация вулкана Эбеко в 1963–1964 гг. и эволюция его гидротермальной деятельности в предшествующий период // Бюлл. вулканолог. станций. 1966. № 40. С. 45–60.
- Скрипко К.А., Филькова Е.М., Храмова Г.Г.* Состояние вулкана Эбеко летом 1965 г. // Бюлл. вулканолог. станций. 1966. № 42. С. 42–55.
- Таран Ю.А., Покровский Б.Г., Дубик Ю.М.* Изотопный состав и происхождение воды в андезитовых магмах // Докл. АН СССР. 1989. Т. 304. № 2. С. 440–443.
- Фазлуллин С.М.* Геохимическая система р. Юрьева (Курильские о-ва): условия поступления и выноса химических элементов в бассейн реки // Вулканология и сейсмология. 1999. № 1. С. 54–67.
- Чешко А.Л.* Формирование основных типов термальных вод Курило-Камчатского региона по данным изотопных исследований (D, ¹⁸O, ³He/⁴He) // Геохимия. 1994. № 7. С. 988–1001.
- 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. Art. 4.
- Caudron C., Bernard A., Murphy S. et al.* Volcano-hydrothermal system and activity of Sirung volcano (Pantar Island, Indonesia) // J. of Volcanology and Geothermal Research. 2018. V. 357. P. 186–199.
- Craig H.* Isotopic variations in meteoric waters // Science. 1961. № 133. P. 1702–1703.
- Delmelle P., Bernard A., Kusakabe M. et al.* Geochemistry of the magmatic-hydrothermal system of Kawah Ijen volcano, East Java. Indonesia // J. of Volcanology and Geothermal Research. 2000. V. 97(1). P. 31–53.
- Giggenbach W.F.* The origin and evolution of fluids in magmatic-hydrothermal systems // Geochemistry of hydrothermal ore deposits. 3rd ed. N. Y.: John Wiley, 1997. P. 737–796.
- Kalacheva E., Taran Y., Kotenko T. et al.* Volcano-hydrothermal system of Ebeko volcano, Paramushir, Kuril Islands: geochemistry and solute fluxes of magmatic chlorine and sulfur // J. of Volcanology and Geothermal Research. 2016. V. 310. P. 118–131.
- Kimbara K., Sakaguchi K.* Geology, distribution of hot springs and hydrothermal alteration zones of major geothermal areas in Japan // Report of Geological Survey of Japan. 1989. V. 270. 482 p.
- Mazot A., Bernard A., Inguaggiato S. et al.* Chemical evolution of thermal waters and changes in the hydrothermal system of Papandayan volcano (West Java, Indonesia) after the November 2002 eruption // J. of Volcanology and Geothermal Research. 2008. V. 178. P. 276–286.
- Pasternack G., Varekamp J.C.* Volcanic lake systematics, I. Physical constraints // Bull. of Volcanology. 1997. V. 58. P. 528–538.
- Sasaki M.* Classification of water types of acid hot-spring waters in Japan // J. of Geothermal Research Society Japan. 2018. V. 40. P. 235–243.

- Sturchio N.C., Williams S.N., Gareia P.N., Lodofio C.A.* The hydrothermal system of Nevado del Ruiz volcano, Colombia // *Bull. of Volcanology*. 1988. V. 50. P. 399–412.
- Taran Y., Kalacheva E.* Acid sulfate-chloride volcanic waters; Formation and potential for monitoring of volcanic activity // *J. of Volcanology and Geothermal Research*. 2020. V. 405. Art. 107036.
- Taran Y., Kalacheva E., Dvigalo B. et al.* Evolution of the crater lake of Maly Semyachik volcano, Kamchatka (1965–2020) // *J. of Volcanology and Geothermal Research*. 2021. V. 418. Art. 107351.
- Taran Y., Zelenski M.* Systematics of water isotopic composition and chlorine content in arc-volcanic gases. The Role of Volatiles in the Genesis, Evolution and Eruption of Arc Magmas. London: Geological Society (Special Publications), 2014. P. 410–432.
- Taran Y., Zelenski M., Chaplygin I. et al.* Gas emissions from volcanoes of the Kuril Island Arc (NW Pacific): Geochemistry and fluxes // *Geochemistry, Geophysics and Geosystems*. 2018. V. 19. № 6. P. 1859–1880. <https://doi.org/10.1029/2018GC007477>
- Torres-Ceron D.A., Acosta-Medina C.D., Restrepo-Parra E.* Geothermal and mineralogic analysis of hot springs in the Puracé-La Mina sector in Cauca, Colombia // *Geofluids*. 2019. V. 2019. Art. 3191454.
- Ueda A., Tanaka T., Kusakabe M., Furukawa T.* Tamagawa hyper-acidic hot spring and phreatic eruptions at Mt. Akita-Yakeyama Volcano: Part 2. Secular variations of SO₄/Cl ratios and their relationship to the phreatic eruptions // *J. of Volcanology and Geothermal Research*. 2021. V. 414. Art. 107242.
- Varekamp J.C., Herman S., Ouimette A. et al.* Naturally acid waters from Copahue volcano, Argentina // *Applied Geochemistry*. 2009. V. 24. P. 208–220.
- 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. Iss. 12/1961.

Verkhne-Yuryevsky Thermal Springs: Evolution of Chemical and Isotopic Composition (1952–2022) in Connection with Periods of Activation of Ebeko Volcano (Paramushir Island)

E. G. Kalacheva*, T. A. Kotenko, E. V. Voloshina, D. Yu. Erdnieva, D. V. Melnikov

*Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS,
bulvar Piipa, 9, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006 Russia
e-mail: keg@ksnet.ru

This paper examines the chemical composition of thermal waters discharged on the northwestern slope of the active Ebeko volcano in the valley of the Yuryeva River. Based on long-term regime observations of the evolution of the chemical and isotopic composition, an assessment is made of the response of volcanic events to the state of the hydrothermal system. It has been shown that phreatic-magmatic volcanic eruptions are preceded by a change in the chemical and isotopic composition of thermal waters due to an increase in the flow of magmatic volatiles entering the system. In the springs there is an increase in the concentrations of anionic components (chloride, sulfate, and fluorine ions), a simultaneous increase in the weight of oxygen and hydrogen isotopes (deuterium) in the direction of “andesitic” waters. Since changes were detected several months before the eruption, such geochemical effects can serve as predictive markers when monitoring the state of the volcano.

Keywords: Yuryeva River, Paramushir Island, hydrogeochemistry, thermal waters

УДК 551.441.(571.65)

ЭПИТЕРМАЛЬНАЯ Au–Ag МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ТЕРРИГЕННЫХ ТОЛЩАХ ФУНДАМЕНТА ПЕЧАЛЬНИНСКОЙ ВУЛКАНО-КУПОЛЬНОЙ СТРУКТУРЫ (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)

© 2025 г. В. М. Кузнецов^{a, *}, Н. Е. Савва^{b, **}, А. В. Волков^{c, ***},
К. Ю. Мурашов^c, А. Л. Галямов^c, А. В. Григорьева^c

^aВсероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,
Средний просп., 74, Санкт-Петербург, 199106 Россия

^bСеверо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт
им. Н.А. Шило ДВО РАН, ул. Портовая, 16, Магадан, 685000 Россия

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

*e-mail: v_kuznetsov12@mail.ru

**e-mail: nsavva7803@mail.ru

***e-mail: tma2105@mail.ru

Поступила в редакцию 19.08.2024 г.

После доработки 02.10.2024 г.

Принята к публикации 28.10.2024 г.

Эпитермальная Au–Ag минерализация месторождения Печальное вызывает значительный интерес, так как сформировалась в углеродистых терригенных толщах фундамента вулcano-купольной структуры, на удалении около 200 км от границы Охотско-Чукотского окраинноконтинентального вулканического пояса. Геологическое строение месторождения Печальное — двухъярусное: кварц-адуляровые и кварцевые Au–Ag жилы локализованы в ороговикованных терригенных породах нижнего яруса, а кварцевых риолиты и комендиты печальнинской толщи верхнего яруса вмещают потенциально-промышленную РЗЭ минерализацию. Продуктивные жилы образуют три зоны субширотного простирания, протяженность жил в которых 200–300 м, иногда — 640, 840 м; средняя мощность 0.1–3 м, редко до 6.2 м, средние содержания: Ag — 266 г/т, Au — 4.4 г/т. Установлены следующие минералогические особенности руд: низкая сульфидность (1–2%); в качестве продуктивных минералов выступают самородное Ag, низкопробное Au, полибазит и высоко селенистый акантит, кроме того, в рудах достаточно широко развиты мышьяковистый пирит, арсенопирит, пирротин, железистый сфалерит, халькопирит и марказит. Геохимические особенности руд хорошо согласуются с минеральным составом. Руды обогащены довольно широким спектром микроэлементов (по рейтингу): Ag, Au, As, Sb, Se, W, Tl, Li, Be, Bi, Cs, Mo, установлено преобладание легких лантаноидов над тяжелыми, очень низкие Eu/Sm отношения ($\ll 1$), слабо наклонные близхондритовые спектры (без отчетливых европиевых минимумов или максимумов); соотношение значений Ce/Ce* и Eu/Eu* указывают на окислительные условия при рудообразовании; в спектрах РЗЭ преобладают легкие “гидрофильные” лантаноиды “цериевой” группы; Σ РЗЭ варьирует в широких пределах. Полученные минералого-геохимические данные позволяют отнести минерализацию месторождения Печальное к селеновому подтипу низкосульфидизированного класса эпитермальных месторождений. По геологическим и минералого-геохимическим данным, месторождение может быть отнесено к слабо-эродированным, что позволяет прогнозировать выявление новых, не выходящих на поверхность рудных тел.

Ключевые слова: ОЧВП, вулcano-купольная структура, кварц-адуляровые жилы, текстуры руд, эпитермальна́я минерализация, минералого-геохимические особенности, золото, серебро, модель образования

DOI: 10.31857/S0203030625010038, EDN: HGSTYN

ВВЕДЕНИЕ

На северо-западном фланге Хурчан-Оротуканской тектономагматической активизации (ТМА) (рис. 1) в конце 1970-х гг. были открыты Au–Ag эпитермальные месторождения Печальное и Ветвистое в нижнеюрских черносланцевых толщах фундамента вулкано-купольных структур (ВКС). Кроме того, в этих же ВКС были выявлены потенциально перспективные в промышленном отношении проявления редких металлов и РЗЭ в щелочных

риолитах [Егоров и др., 2005; Волков и др., 2023; Grigorieva et al., 2024].

Месторождение Печальное расположено в 40 км к северу от пос. Оротукан Магаданской области, который находится на 392 км Колымской автомобильной трассы (рис. 2, врезка), берущей начало в г. Магадан. В 1980–1989 гг. на месторождении Печальное проводились поисковые и поисково-оценочные работы силами Сеймчанской ГРЭ, в результате которых прогнозные ресурсы месторождения по категории Р1 оценены в 4 т золота и 150 т серебра (Ячная и др., 1990¹).

Главная цель настоящей статьи — анализ новых минералого-геохимических данных, полученных в результате изучения эпитермальной Au–Ag минерализации месторождения Печальное, определение соотношения эпитермальной и РЗЭ минерализации; уточнение на этой основе модели рудообразования.

Следует отметить, что в данной работе впервые приведены результаты электронной микроскопии и электронно-зондового микроанализа рудных минералов, а также геохимического изучения эпитермальной минерализации методами рентген-флуоресцентного (РФА) и ICP-MS анализов.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Минералогия руд изучалась в аншлифах на микроскопе AXIOPLAN Imaging. Химический состав определялся на электронно-зондовых микроанализаторах Camebax (аналитики Е.М. Горячева, Т.В. Субботникова) и QemScan (EVO50) с системой рентгеновского энергодисперсионного микроанализа Quantax Esprit СВКНИИ ДВО РАН, г. Магадан, (аналитик О.Т. Соцкая). Диагностика рудных минералов в комендитах выполнена на сканирующем электронном микроскопе JSM-5610LV (Япония) в центре коллективного пользования ИГЕМ РАН (аналитик Л.А. Иванова). Электронный микроскоп оснащен энергодисперсионным аналитическим спектрометром INCA-Energy 450 (Великобритания).

¹Ячная В.Д., Парака В.Н. и др. Отчет о результатах поисково-оценочных работ на месторождении Печальное в бассейне р. Золотистая за 1988–1989 гг. Сеймчанская ГРЭ СВПО, п. Сеймчан, Магаданская обл., 1990. 582 с.

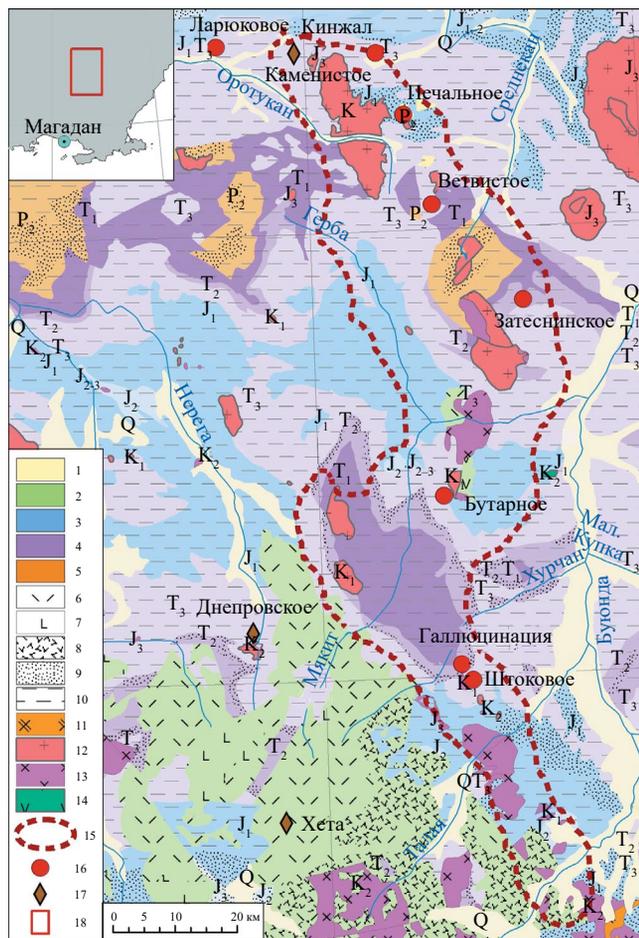


Рис. 1. Положение Печальнинской ВКС в Хурчан-Оротуканской зоне ТМА. Схема составлена на тектонической основе [Кузнецов и др., 1993] с дополнениями и упрощениями. 1–5 — геологические формации: 1 — четвертичные; 2 — меловые; 3 — юрские; 4 — триасовые, 5 — пермские; 6–8 — покровы и туфы меловых вулканитов; 9, 10 — песчаники и глинистые формации верхоянского комплекса; 11 — сиениты; 12 — гранитоиды; 13 — диориты и гранодиориты; 14 — малые интрузии габбро-диоритов; 15 — контуры ареала ТМА; 16, 17 — месторождения: 16 — золота, 17 — оловорудные; 18 — контур карты.

В аналитическом центре коллективного пользования ИГЕМ РАН выполнено определение концентрации породообразующих и отдельных примесных элементов выполнено методом РФА на вакуумном спектрометре модель Axios mAX производства компании PANalytical (аналитик А.И. Якушев). Измерения микроэлементов (ICP-MS) проводили на масс-спектрометре с ионизацией в индуктивно-связанной плазме X-Series II (аналитик Я.В. Бычкова). Пределы обнаружения элементов составляли от 0.1 нг/г для тяжелых и средних по массе элементов с возрастанием до 1 нг/г для легких элементов. Золото в пробах определялось методом атомно-абсорбционной спектроскопии с электротермической атомизацией на спектрометре Spectr AA220Z (аналитик В.А. Сычкова).

Для оценки условий формирования вулканогенного оруденения были определены геохимические показатели, а также отношения между элементами: ΣREE , ΣLREE , ΣHREE , $\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE}$, Y/Ho , U/Th , Eu/Eu^* и др. Кроме того, рассчитаны коэффициенты обогащения микроэлементами руд. Полученные значения сведены в таблицы, по которым построены графики распределения РЗЭ и других микроэлементов в рудах месторождений.

ПОЛОЖЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В РЕГИОНАЛЬНЫХ СТРУКТУРАХ

В современном тектоническом плане Хурчан-Оротуканская зона ТМА (см. рис. 1) — это зона глубинного субмеридионального разлома [Кузнецов и др., 1993], пересекающая линейные складчатые структуры Иньяли-Дебинского синклинория и брахиформные структуры Балыгычано-Буяндинского поднятия на протяжении более 200 км. В ее пределах локализуются рудоносные ВКС (см. рис. 2), поля даек и субвулканических тел, рудные поля с Au–Ag, Au-редкометалльной, касситерит-силикатной, редкометалльно-пегматитовой и Ag-полиметаллической и РЗЭ минерализацией.

К месту пересечения Хурчан-Оротуканской зоны ТМА с переходной зоной между Иньяли-Дебинским синклинорием и Балыгычано-Буяндинским поднятием приурочена Верхне-Оротуканская интрузивно-купольная структура (см. рис. 2). В центральной части структуры (см. рис. 1) выходят на поверхность

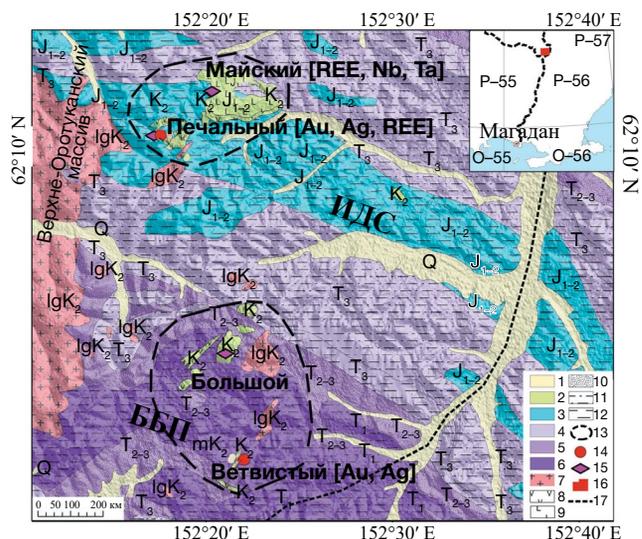


Рис. 2. Геологическая карта северной части Хурчан-Оротуканской металлогенической зоны с элементами рельефа по [Кузнецов и др., 2008] с изменениями.

1 — четвертичные аллювиальные отложения; 2 — позднемиоценовые щелочные вулканиты; 3 — ранне-средне юрские черносланцевые толщи; 4–6 — терригенные толщи: 4 — поздне-триасовые, 5 — среднетриасовые, 6 — раннетриасовые; 7 — позднемиоценовые граниты, гранит-порфиры; 8 — трахириолиты, комендиты, 9 — трахибазальты; 10 — песчаники; 11 — алевролиты; 12 — аргиллиты; 13 — ограничение вулканоструктур; 14, 15 — рудопроявления: 14 — Au–Ag эпиптермальные, 15 — редких металлов и РЗЭ; 16 — рамка карты, 17 — автодорога федерального значения “Колыма” и ее отступление “Стрелка-Сеймчан”. ИДС — Иньяли-Дебинский синклинорий; ББП — Буяндино-Балыгычанское антиклинальное поднятие.

гранитоиды Верхне-Оротуканского массива позднемиоценового возраста (86 млн лет, K–Ag [Кузнецов и др., 2008]). Массив имеет многофазное строение и представляет собой в плане вытянутое в субмеридиональном направлении (24×8 км) тело овальной формы. В первую фазу сформировались средне и крупнозернистые биотит-роговообманковые субщелочные граниты, во вторую — мелкие штоки гранит-порфиров, аплитов и мелкозернистых гранитов.

Верхне-Оротуканский массив полого погружается на восток (углы падения 15–45°), а западный контакт массива — крутой (Кузнецов, 1991²). В надинтрузивной зоне массива развиты несколько

² Кузнецов В.М. Разработка критериев локального прогноза и обоснование оптимального направления геологоразведочных работ в пределах Хурчан-Оротуканской зоны на золотосеребряное и серебро-полиметаллическое оруденение // Отчет по теме № 1138 за 1988–1991 гг. Магадан, 1991. 180 с.

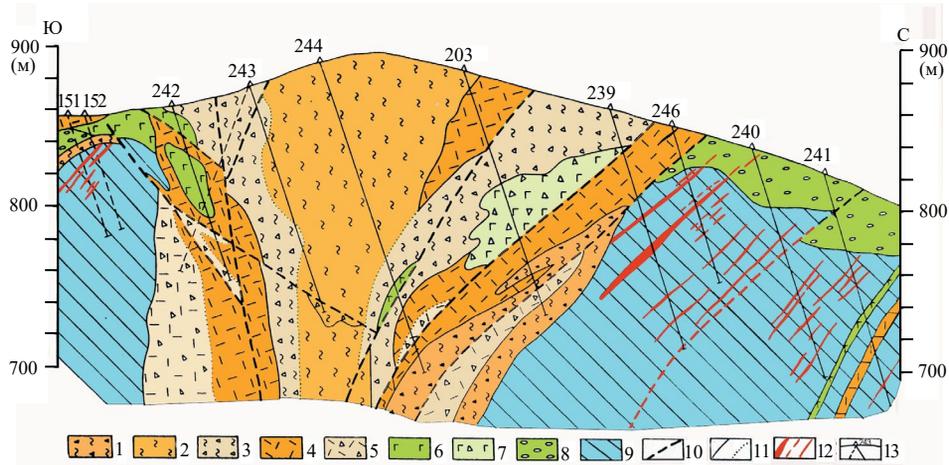


Рис. 3. Геологический разрез г. Риолитовой (месторождение Печальное) по буровому профилю по (Кузнецов, 1991²) с изменениями.

1 — взрывная брекчия II этапа; 2 — флюидалные риолиты, комендиты и их кластолавы; 3 — эруптивные брекчии флюидалных риолитов; 4 — массивные риолиты; 5 — эруптивные брекчии риолитов; 6 — базальты; 7 — туфы и туфокоглобрекчии базальтов; 8 — конгломераты низов печальнинской толщи; 9 — ороговикованные терригенные породы; 10 — разломы; 11 — границы: а — стратиграфические интрузивных подразделений, б — фациальных разновидностей; 12 — жилы и прожилки кварц-адулярового состава; 13 — скважины и их номера.

ВКС (см. рис. 2). В терригенном фундаменте последних локализованы рудные поля с Au–Ag и Ag-полиметаллической минерализацией Печальное, Ветвистое, а риолиты и комендиты, несут потенциально-промышленные концентрации РЗЭ.

Печальнинская ВКС находится на пересечении скрытого разлома северо-западного простирания и субширотного Ларюковского разлома, вдоль которого осуществлялись правосторонние и более поздние левосторонние сдвиговые перемещения вмещающих пород.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Геологическое строение месторождения — двух ярусное (рис. 3): кварц-адуляровые и кварцевые Au–Ag жилы локализованы в ороговикованных терригенных породах нижнего яруса, а кварцевых риолиты и комендиты печальнинской толщи верхнего яруса содержат потенциально-промышленную редкометалльную и РЗЭ минерализацию [Егоров и др., 2005; Волков и др., 2023; Grigorieva et al., 2024]. Возраст кварц-адуляровых жил, определенный К–Аг методом 83 ± 4 млн лет (Кузнецов, 1991³).

³ Определение радиоизотопного возраста пород К–Аг методом выполнялось в лаборатории изотопной геохронологии и геохимии СВКНИИ ДВО РАН (аналитики А.Д. Люскин, К.К. Новик, Н.М. Александрова).

Блоковую структуру месторождения формируют разномасштабные субширотные, северо-западные и северо-восточные разломы. Наиболее древним, магмоконтролирующим и подводящим, вероятно, служил крупный разлом северо-западного простирания, проходящий через центральную часть месторождения. Ширина зоны разлома составляет около 0.5 км. Этот разлом, контролирующей положение ВКС и даек, выражен в резкой смене положительных и отрицательных магнитных полей.

Система разрывных нарушений (сбросов) северо-восточного и северо-западного простирания, формирующая ромбовидную блоковую структуру месторождения, рассматривается как серия трещин скалывания по отношению к зоне Ларюковского разлома. Ширина зоны разлома составляет около 2 км, она включает систему кулисообразно расположенных разрывных нарушений с преимущественным падением к югу под углами $65\text{--}80^\circ$, реже наклоненных к северу. При этом продуктивные жилы формировались в результате сдвиговых перемещений в этой зоне (Кузнецов, 1991²).

Предполагается, что система полого наклоненных ($10\text{--}30^\circ$) к востоку и северо-востоку разрывных нарушений, представленных зонами дробления и расщепления мощностью от 0.5 до 10 м, залегание которых обусловлена

морфологией погруженной кровли восточного фланга Верхне-Оротуканского интрузивного массива, контролирует размещение продуктивных жил (Кузнецов, 1991²).

Вмещающие породы

В составе нижнеюрской толщи преобладают кварц-полевошпатовые алевролиты и глинистые сланцы. Верхненорийские отложения встречаются локально на севере и юге рудного поля и представлены алевролитами с прослоями глинистых сланцев и вулканомиктовых песчаников с обломками эффузивов среднего состава. Терригенно-осадочные породы юры и триаса дислоцированы в узкие, складки субширотного простирания шириной 200–300 м, часто асимметричные или изоклинальные, иногда опрокинутые. Углы падения крыльев складок колеблются от 10° до 80°, в основном — 50–70°. Интенсивный метаморфизм осадочных пород вызван внедрением Верхне-Оротуканского массива и лучше всего прослеживается в глинистых сланцах и глинистых алевролитах. На контакте с выходами гранитов образовались биотит-кордиерит-кварцевые и биотит-кордиерит-кварц-калишпатовые роговики, на некотором удалении от контакта — узловатые сланцы, которые затем сменяются пятнистыми сланцами.

Печальнинская толща вулканитов, несогласно перекрывающая нижнеюрские отложения, в пределах ВКС образует субгоризонтальные покровы, или выполняет пологие мульды.

Нижняя песчано-конгломератовая пачка печальнинской толщи перекрывается покровами лав базальтов средней пачки и наиболее молодыми риолитами верхней пачки. Мощность нижней пачки непостоянна и колеблется от 1–2 м до 40–55 м. В тонкозернистых породах пачки содержатся отпечатки стеблей и обломки стволов деревьев. Предполагается, что отложения пачки представляют собой фацию вулканических предгорий — лахаровые, солифлюкционные и озерные отложения (Кузнецов, 1991²).

Средняя пачка сложена покровами андезито-базальтов и оливинных базальтов, перекрывает песчано-конгломератовые отложения, иногда залегает непосредственно на дислоцированных нижнеюрских породах. Мощность

пачки варьирует от 10 до 170 м. По химическому составу породы пачки отвечают трахиандезито-базальтам [Егоров и др., 2005].

Верхняя риолитовая пачка залегает с небольшим перерывом на базальтах, реже на песчаниково-конгломератовой пачке. Покровные риолиты в центральной части ВКС сменяются экструзивными фациями, сложной флюидалности. Верхние горизонты покровов слагают массивные, иногда полосчатые риолиты и их кластолавы.

Риолитовая экструзия Печальнинской ВКС (см. рис. 3) формировалась в две фазы (Кузнецов, 1991²). Краевые части экструзии сложены риолитами и кластолавами первой фазы. На контакте с вмещающими осадочными породами распространены тела эруптивных брекчий первой фазы внедрения. Центральная часть экструзии сложена флюидалными риолитами, комендитами, их кластолавами и эруптивными брекчиями второй фазы внедрения (см. рис. 3). Установлена принадлежность этих пород к трахириолитам [Егоров и др., 2005]. Именно в последних были выявлены потенциально-промышленные концентрации РЗЭ [Волков и др., 2023].

Метасоматические породы месторождения можно отнести к трем формациям: грейzenам, вторичным кварцитам и пропилинтам.

Грейзены связаны с выходами гранитоидов, дайками гранит-порфиров и риолитов, а также ороговикованных осадочных пород. В грейзенах и грейзенизированных породах размещаются жилы серого среднезернистого кварца с аллотриоморфнозернистой структурой, содержащие редкометалльную минерализацию.

Вторичные кварциты в пределах г. Риолитовой распределены в виде перевернутого конуса, в центральной части которого развита кварц-монтмориллонитовая и кварц-каолининовая фации, в пределах которых располагаются тела монокварцитов, мощностью 5–10 м и протяженностью до 50 м, приуроченные к зонам разломов. На периферии конуса во вмещающих терригенно-осадочных породах, ороговикованных и грейзенизированных, развиты метасоматиты кварц-серицит-гидрофлюидной фации, которые сменяются низкотемпературными пропилинтами.

Кварц-адуляровые метасоматиты. На отдельных участках мелкозернистые агрегаты кварц-адуляровых метасоматитов замещают вышеперечисленные фации вторичных кварцитов. Кварц-адуляровые метасоматиты ассоциируют с продуктивными жилами того же состава.

Пропилиты развиты в базальтовой толще позднего мела-палеогена, в отложениях нижней юры на востоке участка, встречаются среди метасоматитов других формаций. По парагенезисам минералов выделяются средне- и низкотемпературные пропилиты.

Морфология рудных тел

Рудоносные жилы месторождения Печальное сформировались в два этапа (Кузнецов, 1991²). Первый этап связан со становлением интрузивов формации лейкократовых гранитов и комагматичных им даек позднего мела; второй — с формированием ВКС. Жилы I этапа — серого среднезернистого кварца, размещаются в грейзенах и грейзенизированных породах и сопровождаются минерализацией олова. Промышленное значение имеют кварцевые и кварц-адуляровые жилы II этапа с продуктивной Au—Ag минерализацией. Наиболее крупные жилы размещаются в краевой части ВКС в осадочных породах нижней юры, в пределах кварц-серцит-гидрослюдистой и отчасти кварц-монтмориллонитовой фации вторичных кварцитов. Преобладает субширотное простирание жил и падение на юг, под углами 50—75°. По мере удаления от риолитовой экструзии в плане и на глубину в жилах уменьшается количество адуляра, а колломорфно-полосчатые текстуры сменяются пятнистыми и массивными (Кузнецов, 1991²).

Продуктивные жилы объединены в 3 рудные зоны: северную, центральную и южную мощностью 350—400 м каждая (Кузнецов, 1991²), разделенные относительно безрудными интервалами шириной 250—300 м. Северная зона обладает наименьшей протяженностью и представлена свитой эшелонированных кварцевых и адуляр-кварцевых жил. Продуктивные жилы центральной зоны имеют преимущественно северо-восточное простирание и прослеживаются под отложениями печальнинской толщи. Здесь выделено пять рудных жил (№ 2, 3, 5, 10,

27) и мощная (до 6.8 м) гидротермально-метасоматическая кварцевая залежь, сформировавшаяся в плоскости отслоения на границе юрской толщи и вулканитов. Наиболее мощная и продуктивная южная зона, объединяет рудоносные жилы (№ 1, 4, 4а, 4б, 5), в которых сосредоточены основные запасы и ресурсы золота и серебра. Протяженность жил обычно не более 200—300 м, в единичных случаях 640 м (№ 5) и 840 м (№ 4). Мощность колеблется от 0.1 до 3 м, изредка до 6.2 м (№ 2). Жилы представляют собой серию линзовидных кулис с относительно небольшими смещениями, иногда расщепляются (№ 4) и сопровождаются опережающими апофизами (№ 4а, 4б).

ТЕКСТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РУД

Преимущественным развитием в продуктивных жилах месторождения Печальное пользуются сочетание каркасно-пластинчатой и колломорфно-полосчатой, а также брекчиевая и брекчиево-друзовая текстуры (рис. 4). Кроме того, в жилах установлены сложные, комбинированные текстуры, которые представляет собой “композитные” образования. В разных участках таких жил, отношение количества кварца и обломков вмещающих пород изменяется от 1:10 до 10:1 и в более широких пределах. Местами в жилах распространены брекчии, в которых обломки представлены разновидностями кварца ранних генераций (см. рис. 4в), а цемент поздним метаколлоидным кварцем.

Комбинационные (композитные) текстуры. Для рудоносных жил Печального месторождения отмечены переходы от брекчиевой к пластинчато-каркасной и крустификационной текстур; местами наблюдаются элементы кокардовой, друзовой и гребенчатой текстур (см. рис. 4а).

Каркасно-пластинчатая текстура развита обычно в центральной части жил (см. рис. 4а), представленной субпараллельными удлиненными пластинчатыми агрегатами кварца, повернутыми относительно друг друга под углом 30° и до 60°, которые образуют каркасы в форме трех или четырех угольников. В строении каркасов может принимать участие и адуляр. Внутри каркасы выполнены агрегатами колломорфного кварца со следами

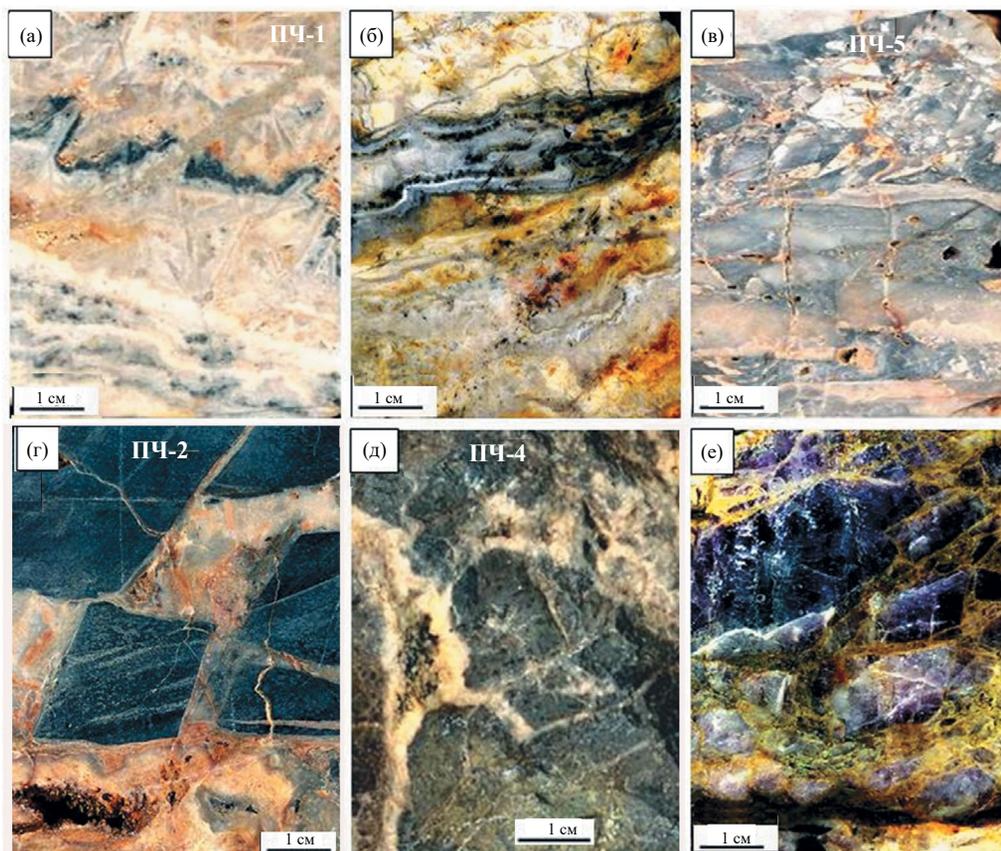


Рис. 4. Текстуры руд месторождения Печальное.

а, б — сочетание колломорфно-полосчатой и каркасно-пластинчатой текстур; в — брекчия с остроугольными обломками осветленного риолита; г — брекчия с обломками роговиков в кварцевом цементе и друзовой текстурой в занорышах; д — туфизит по В.М. Кузнецову (1991) с просечками карбоната; е — брекчия с крупными обломками флюорита в туфизитовой матрице. ПЧ-1 и др. соответствуют номерам в таблицах 3 и 4, а также местам отбора проб — ПЧ-1, траншея-701(В), ж-1, гор. 860 м; ПЧ-2, траншея-701(В), вмещающие породы, гор. 860 м; ПЧ-4, К-713, гор. 750 м; ПЧ-5, К-725(Ю), гор. 720 м.

раскристаллизации геля. Между повернутыми блоками пластин отмечаются полигональные пустоты. От стенок каркасов внутрь последних нарастают новообразованные кристаллы кварца, образуя друзовую текстуру. В каркасно-пластинчатой текстуре Печального месторождения, несмотря на структурированное пространство, халцедон начинает образовывать не только линейные, но и фестончатые полосы (см. рис. 4а, 4б). Жильный агрегат каркасно-пластинчатой текстуры редко содержит рудную минерализацию.

Колломорфно-полосчатая текстура связана с пульсационным характером поступления и кипением гидротермальных растворов. Она служит важным поисковым признаком рудных столбов (бонанц). Черными полоски, сложенные рудными минералами в такой текстуре, называют “гингуро” (см. рис. 4а, 4б).

Друзовые текстуры возникают в незаполненных пустотах, часто встречающихся в центральной части или зальбандах жил и между обломками в брекчиях (см. рис. 4г). На заключительных этапах рудообразования, на стенках таких пустот отлагаются хорошо образованные кристаллы кварца, карбоната, а в продуктивных жилах нередко и рудные минералы (блеклая руда, сульфиды, самородное серебро и/или самородное золото).

Брекчиевые текстуры. Жильные тела месторождения Печальное отличаются истинно брекчиевыми текстурами, для которых характерны остроугольность и непостоянство формы и размера обломков (см. рис. 4в, 4г, 4е), полностью заключенных в кварц-адуляровом, халцедоном или туфизитовом цементе. Состав обломков часто не соответствует боковым вмещающим породам, поскольку перемещения тектонитов

могли быть довольно значительными, поэтому и происходило перемешивание раздробленного материала разных пластов и пород.

Наиболее ранние тела дорудных брекчий с остроугольными обломками ороговикованных осадочных пород расположены в обрамлении поля позднемеловых вулканитов, и представлены коленчато-разветвляющимися жильными телами (см. рис. 4г). К рудным брекчиям можно отнести брекчии с обломками темнофиолетового флюорита в карбонат-хлоритовом (туффизитовом) цементе (см. рис. 4е). Текстуры поздних (пострудных) брекчий отличаются присутствием обломков вулканического стекла, кварц-адуляровых метасоматитов и продуктивного колломорфно-полосчатого кварца (см. рис. 4г). Они, как правило, приурочены к центральной части месторождения и слагают жилообразные тела мощностью до 2 м, местами пересекая ранние брекчии. Пострудные брекчии отличаются присутствием в своем составе угловатых обломков (0.5–15 мм) аргиллитов, базальтов, осветленных риолитов, вулканического стекла, кварц-адуляровых метасоматитов и рудоносного кварца, погруженных в базальную (около 30% объема породы) туффизитовую матрицу. Туффизит по В.М. Кузнецову (1991²) образован темно-серым глинистым материалом, замещенным вторичным хлоритом, гидрослюдой или тонкозернистым

кварц-адуляровым агрегатом, пересеченным тонкими карбонатными прожилками (см. рис 4д).

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУД

Для рудных минералов характерны мелкие выделения 0.5–0.05 мм, сосредоточенные в полосах халцедона, окрашенных рудной минерализацией в темный цвет, так называемых “гингуро”, мощность которых варьирует от долей мм до 0.5–1 см (см. рис. 4а, 4б). Количество рудных минералов в жилах не превышает 1–2%. В рудах насчитывается более 20 рудных минералов (табл. 1). Наиболее ранняя сульфидная минерализация представлена арсенопиритом, пиритом, марказитом, пирротинном, халькопиритом, сфалеритом и антимонитом. Продуктивную ассоциацию образуют самородное серебро, полибазит, высокоселенистый акантит и низкопробное самородное золота.

Жильные минералы

Кварц — основной жильный минерал и представлен тремя генерациями: кварц-I — мелко и среднезернистый, цементирует обломки ороговиков в ранних брекчиях, кварц-II — скрытокристаллический и халцедоновидный до халцедона, участвует в сложении ритмично полосчатых агрегатов, к которым приурочена

Таблица 1. Минеральный состав руд месторождения Печальное

| Группы минералов | Главные | Второстепенные | Редкие |
|------------------|--|---|--|
| Жильные | Кварц Халцедон Флюорит Альбит Адуляр? | Карбонат Хлорит Серицит | Рутил |
| Рудные | Пирит Самородное серебро Ag-тетраэдрит Сфалерит Халькопирит Халькоцит Полибазит Акантит (Se до 16.8 мас. %) | Самородное Au Арсенопирит Маккинстриит Галенит Марказит | Гематит Стефанит? Аргиродит Гринокит? |
| Гипергенные | Гидроксиды Fe Акантит (гипергенный) | Хлораргирит | Англезит |

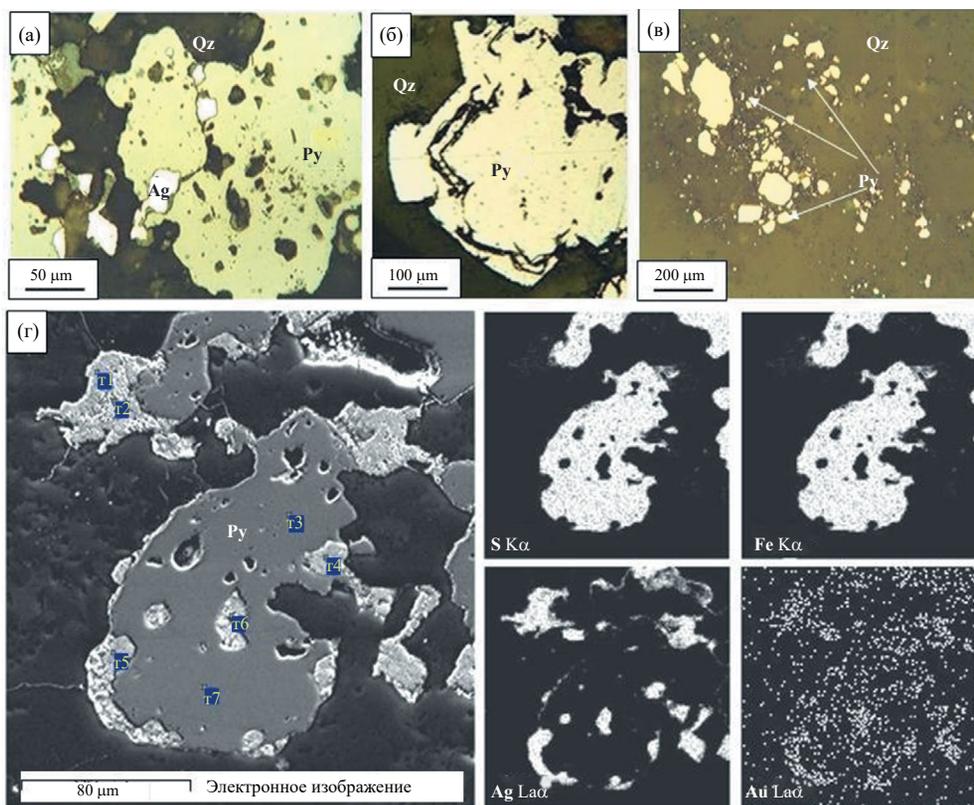


Рис. 5. Разновидности пирита в рудах месторождения Печальное.

а — гипидиоморфное выделение с включениями самородного серебра; б — идиоморфные кристаллы зонального сложения; в — тонко-вкрапленный пирит в метасоматите; г — ксеноморфное выделение пирита в сростании с самородным серебром (электронное изображение и распределение элементов в характеристическом излучении).

рудная минерализация; кварц-III — халцедоновидный слагает цемент пострудных брекчий.

Альбит — совместно с кварцем-I присутствует в ранних брекчиевых образованиях.

Адуляр — слагает отдельные ритмы мощностью до 2 мм совместно с кварцем-II и халцедоном в рудных жилах колломорфно-полосчатого строения.

Флюорит — встречается в виде крупных (до 3–5 см) обломков в карбонат-серицит-хлоритовом цементе. Цвет его темно-фиолетовый, характерный для разностей, содержащих в своем составе TR^{3+} , Eu^{2+} .

Рудные минералы

Пирит — широко распространенный рудный минерал, слагает гипидиоморфные и идиоморфные вкрапленники размером 0.2–0.8 мм в рудах и метасоматитах (рис. 5в). Нередко содержит каплевидные выделения золотистого (Au 3–5 мас. %) самородного серебра

(см. рис. 5а, 5г). На отдельных участках отмечается (см. рис. 5б) ступенчатый рост кристаллов пирита, указывающий на нестабильный режим рудообразования. По составу близок к стехиометрическому (табл. 2).

Сфалерит — образует ксеноморфные выделения в кварце, иногда развит в нем по микротрещинам (см. рис. 6а). Сфалерит сростается с галенитом (см. рис. 6в), самородным серебром (см. рис. 6а), с арсенопиритом (см. рис. 6д), а также с халькопиритом и акантитом (см. рис. 6е). Единичные анализы сфалерита показали в нем содержания железа от 5.57 до 6.9 мас. %

Галенит — встречается значительно реже сфалерита, в тесной ассоциации с последним, образует каймы 0.2–0.3 мм на сфалерите (аналитических данных нет).

Халькопирит — в небольших (0.5–0.3 мм) ксеноморфных выделениях наблюдается повсеместно и сростается с полибазитом, халькоцитом (см. рис. 6б), Ag-тетраэдритом, самородным

Таблица 2. Химический состав рудных минералов месторождения Печальное по данным микрорентгеноспектрального анализа

| Концентрация элементов, мас. % | | | | | | Формульные коэффициенты | | | | | |
|---|-------|-------|------|-------|------|-------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|
| <i>Пирит</i> | | | | | | | | | | | |
| S | Fe | | | | | S | Fe | | | | |
| 54.25 | 45.75 | | | | | 2.02 | 0.979 | | | | |
| 52.15 | 47.85 | | | | | 1.97 | 1.035 | | | | |
| 53.19 | 46.81 | | | | | 1.99 | 1.007 | | | | |
| 51.54 | 48.46 | | | | | 1.95 | 1.052 | | | | |
| <i>Самородное золото</i> | | | | | | | | | | | |
| Ag | Au | | | | | | | | | | |
| 76.34 | 23.66 | | | | | | | | | | |
| 76.98 | 23.02 | | | | | | | | | | |
| 63.80 | 36.20 | | | | | | | | | | |
| 73.29 | 26.71 | | | | | | | | | | |
| 57.72 | 42.28 | | | | | | | | | | |
| 23.95 | 76.15 | | | | | | | | | | |
| 62.61 | 37.39 | | | | | | | | | | |
| 65.74 | 34.26 | | | | | | | | | | |
| 67.80 | 32.20 | | | | | | | | | | |
| 23.98 | 76.02 | | | | | | | | | | |
| 70.15 | 29.85 | | | | | | | | | | |
| <i>Каймы на низкопробном золоте (диффузия золота в гидроксиды железа)</i> | | | | | | | | | | | |
| Ag | Au | Fe | As | O | | | | | | | |
| 26.10 | 32.47 | 38.32 | 3.11 | | | | | | | | |
| 19.14 | 24.87 | 29.57 | 2.40 | 24.02 | | | | | | | |
| 27.94 | 41.54 | 27.43 | 3.09 | | | | | | | | |
| 19.07 | 29.80 | 19.94 | 2.21 | 28.98 | | | | | | | |
| <i>Акантит высокоселенистый $Ag_2(S,Se)$</i> | | | | | | | | | | | |
| S | Se | Ag | Cu | Ge | Fe | S | Se | Ag | Cu | Ge | Fe |
| 11.64 | 0 | 88.36 | | | | 0.92 | 0 | 2.079 | | | |
| 6.38 | 16.89 | 76.74 | | | | 0.53 | 0.57 | 1.898 | | | |
| 5.72 | 15.95 | 78.33 | | | | 0.48 | 0.55 | 1.969 | | | |
| 14.88 | 13.84 | 68.27 | 3.06 | | 2.01 | 1.05 | 0.4 | 1.438 | 0.109 | 0.020 | 0.382 |
| 13.08 | 1.27 | 81.83 | | 0.54 | 1.82 | 1 | 0.04 | 1.861 | | | 0.201 |
| 6.81 | 13.29 | 82.39 | | | | 0.56 | 0.44 | 2.002 | | | |
| 7.27 | 10.06 | 81.69 | | | | 0.61 | 0.34 | 2.044 | | | |
| 7.44 | 13.80 | 79.20 | | | | 0.61 | 0.46 | 1.930 | | | |
| 12.48 | 0.58 | 82.39 | | | 1.10 | 0.99 | 0.02 | 1.942 | | | 0.113 |

Таблица 2. Окончание

| Концентрация элементов, мас. % | | | | | | Формульные коэффициенты | | | | | |
|---|-------|-------|------|------|----|-------------------------|-------|-------|------|-------|----|
| <i>Аргиродит $Ag_8Ge(S,Se)_6$</i> | | | | | | | | | | | |
| S | Se | Ag | Cu | Ge | Fe | S | Se | Ag | Cu | Ge | Fe |
| 12.35 | 9.19 | 76.08 | – | 4.10 | | 4.57 | 1.38 | 8.374 | | 0.67 | |
| <i>Маккинстриит $(Ag,Cu,Fe)_2(S,Se)$</i> | | | | | | | | | | | |
| S | Cu | Ag | Se | Fe | | S | Cu | Ag | Se | Fe | |
| 12.10 | 7.97 | 74.36 | 5.58 | | | 0.90 | 0.298 | 1.638 | 0.17 | | |
| 13.66 | 8.95 | 70.77 | 6.63 | | | 0.98 | 0.323 | 1.506 | 0.19 | | |
| 13.38 | 3.25 | 77.96 | | 3.37 | | 1.00 | 0.123 | 1.732 | 0 | 0.145 | |
| <i>Халькопирит $CuFeS_2$</i> | | | | | | | | | | | |
| S | Fe | Cu | | | | S | Fe | Cu | | | |
| 35.19 | 30.55 | 34.26 | | | | 2.01 | 1.002 | 0.988 | | | |
| 34.54 | 29.61 | 34.10 | | | | 2.01 | 0.989 | 1.001 | | | |
| 34.59 | 28.85 | 33.73 | | | | 2.03 | 0.972 | 0.999 | | | |
| 34.49 | 29.48 | 34.04 | | | | 2.01 | 0.987 | 1.002 | | | |
| 34.63 | 29.26 | 34.13 | | | | 2.02 | 0.979 | 1.003 | | | |

серебром, а также формирует зональные выделения с каймой халькоцита (см. рис. 6б, 6е), на внешнем контуре выделений халькопирита отмечаются тонкие гипергенные каймы акантита. По составу отвечает стехиометрии (см. табл. 2).

Полибазит — наиболее распространенный из минералов Ag, встречается в ксеноморфных выделениях, размером до 0.7 мм в кварце, сростается с самородным серебром (см. рис. 6г); характерный признак — эмульсия самородного серебра, как результат светотравления.

Самородное серебро — широко распространенный минерал в рудах, сростается со сфалеритом, пиритом, халькопиритом, образуя каймы и включения, нередко с идиоморфными очертаниями. В составе самородного серебра содержатся примеси Au до 3–5 мас. %.

Самородное золото — преимущественно низкопробное (250–300‰), единичное значение — 760‰ (см. табл. 2). В одном из выделений самородного золота в окисленном мышьяковистом пирите образуются экзотические диффузионные каймы, состоящие из Ag, O, Fe, As (рис. 7, см. табл. 2).

Акантит — распространенный минерал серебра в рудах, образует каймы на агрегатах халькопирита и сфалерита (см. рис. 6е), также встречаются мелкие включения в мышьяковистом пирите (см. рис. 7а), содержит высокую примесь селена (до 16‰, см. табл. 2). Высокоселенистый акантит характерен для эпитеpmальных месторождений, локализованных в терригенных черносланцевых толщах, таких как — Роговик [Савва, 2005; Савва, 2018]. В гипергенном акантите, который образует ажурные выделения в окисленном пирите и тонкие каймы на халькопирите примесь селена отсутствует (см. табл. 2).

Следует отметить, что единичные, очень мелкие выделения акантита были обнаружены при изучении комендитов, содержащих РЗЭ минерализацию, на значительном удалении от рудных тел месторождения (рис. 8а). Включения акантита установлены в кристаллах титаномагнетита, который распространенных в породе (см. рис. 8а). Включения представляют собой скопления микрокристаллов акантита, размер которых находится в пределах 1–3 мкм (см. рис. 8б, 8в).

Кристаллы титаномагнетита, почти полностью замещены гидроксидами железа и обогащены кремнием и алюминием. Кроме серебра,

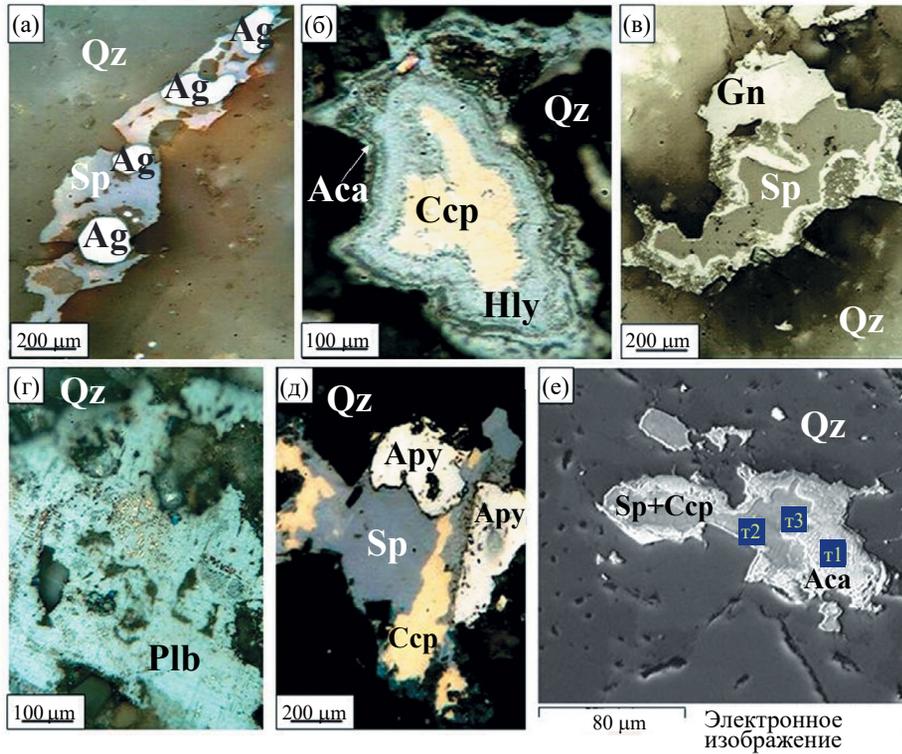


Рис. 6. Рудные минералы продуктивных кварц-адуляровых жил месторождения Печальное.

а — включения самородного серебра в сфалерите; б — выделение халькопирита с каймой халькоцита (на внешнем обрамлении тонкая кайма безселенистого гипергенного акантита); в — срастание галенита со сфалеритом; г — выделение полибазита с характерными капельками самородного серебра; д — срастание сфалерита с халькопиритом и арсенопиритом; е — кайма акантита (светлое) на выделении халькопирита со сфалеритом (темное) (электронное изображение).

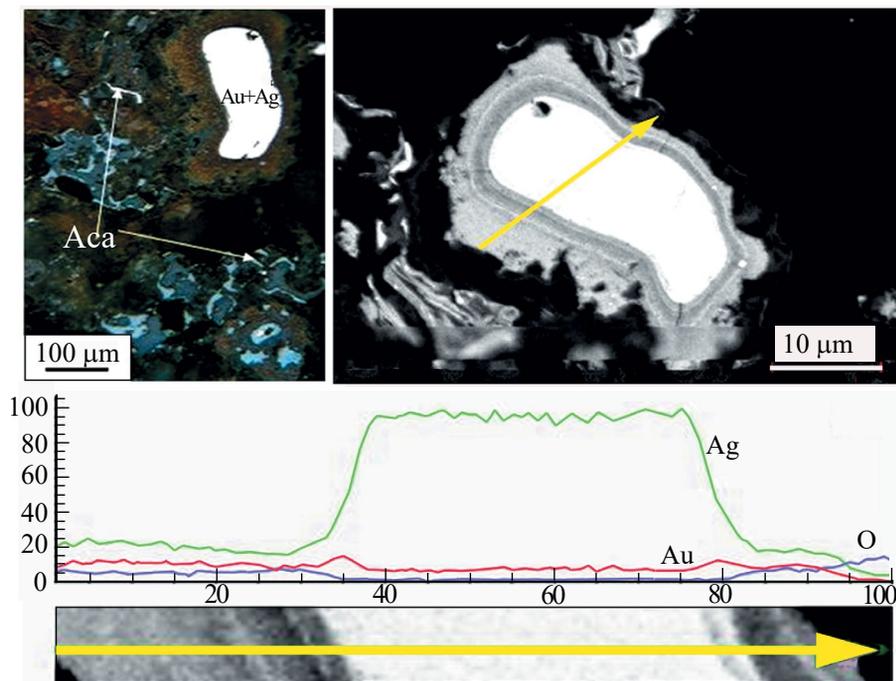


Рис. 7. Выделение самородного золота в окисленном мышьяковистом пирите, вокруг самородного золота диффузионная кайма. Кроме самородного золота, установлены выделения высоко селенистого акантита (слева — оптическое изображение, справа — электронное).

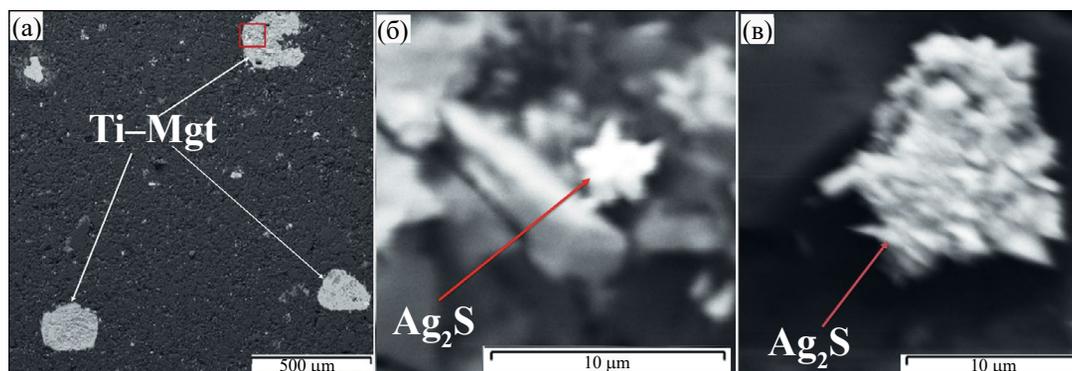


Рис. 8. Выделение акантита в комендитах месторождения Печальное.

а — порфировые вкрапленники титаномагнетита (Ti–Mgt) в риолитах; б, в — выделение акантита в Ti–Mgt.

кристаллы титаномагнетита, по данным рентгеноспектрального анализа, обогащены Nb, Zn и Pb, причем, Nb входит в состав титаномагнетита, а Zn и Pb встречаются в титаномагнетите в виде сульфатов.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУД

В составе изученных образцов Au–Ag руд месторождения Печального преобладает SiO_2 (76.52–95.96%), присутствуют заметные концентрации Al_2O_3 (до 12.11%), Fe_2O_3 (0.23–4.93), K_2O (0.14–7.05) (табл. 3). Это говорит о том, что в составе рудных тел преобладает кварц, присутствуют в заметных количествах адуляри и

гидрослюды. Для руд характерны низкие и очень низкие значения Na_2O , CaO , MgO , TiO_2 , P_2O_5 и MnO (см. табл. 3). Судя по таблице, содержание сульфидов в изученных рудах небольшие ($S_{\text{общ}}$ — от 0.7 до 1.17%), что подтверждает убого сульфидный характер выявленной минерализации, типичный для руд эпиптермальной золотосеребряной формации.

Au–Ag руды месторождения Печального (рис. 9) характеризуются явным обогащением довольно широким спектром элементов (по рейтингу): Ag, Au, As, Sb, Se, W, Tl, Li, Be, Bi, Cs, Mo, по сравнению со средними значениями верхней коры [Тейлор, Мак-Леннан,

Таблица. 3. Химический состав Au–Ag руд месторождения Печального (в мас. %)

| Компоненты | Номер пробы | | | | | |
|-------------------------|-------------|--------|--------|--------|-------|--------|
| | ПЧ-1 | ПЧ-2 | ПЧ-4 | ПЧ-5 | ПЧ-6 | ПЧ-7 |
| SiO_2 | 83.68 | 80.88 | 80.95 | 95.96 | 97.55 | 76.52 |
| TiO_2 | 0.02 | 0.35 | 0.49 | 0.02 | 0.01 | 0.64 |
| Al_2O_3 | 8.7 | 9.9 | 10.4 | 1.7 | 0.21 | 12.11 |
| Fe_2O_3 | 0.23 | 3.91 | 2.48 | 0.8 | 1.04 | 4.93 |
| MnO | 0.006 | 0.018 | 0.017 | 0.007 | 0.05 | 0.033 |
| MgO | <0.10 | 0.66 | 0.58 | 0.11 | <0.10 | 1.0 |
| CaO | <0.10 | <0.10 | 0.12 | <0.10 | 0.17 | 0.14 |
| Na_2O | 0.18 | 0.23 | 0.15 | 0.1 | <0.10 | 0.21 |
| K_2O | 7.05 | 3.04 | 3.09 | 0.81 | 0.14 | 3.02 |
| P_2O_5 | 0.02 | 0.12 | 0.19 | 0.11 | 0.06 | 0.12 |
| S | 0.07 | 0.48 | 0.61 | 0.29 | 0.63 | 1.17 |
| Σ | 99.956 | 99.588 | 99.077 | 99.907 | 99.86 | 99.893 |

1988]. Коэффициенты обогащения варьируют от нескольких раз (W, Tl, Li, Be, Bi) — до сотен (Sb, Se) и тысяч (Ag, Au, As) раз (см. рис. 9), что объясняется геохимическим родством ряда элементов и их синхронном участии в рудообразовании.

Отношение U/Th (табл. 4) в изученных рудах почти в 2 раза меньше, чем 0.75 (варьируют

от 0.02 до 0.42), что свидетельствует об окислительной среде их рудообразования [Jones, Manning, 1994].

Отношение Y/No изученных руд варьируют от 24.12 до 28.58 (см. табл. 4), что коррелирует с интервалом отношений характерных для современных гидротермальных флюидов задуговых бассейнов [Monecke et al., 2002].

Таблица 4. Элементный состав (г/т) Au–Ag руд месторождения Печального

| № пробы | ПЧ-1 | ПЧ-2 | ПЧ-4 | ПЧ-5 | ПЧ-6 | ПЧ-7 |
|---------|--------|---------|---------|--------|--------|--------|
| Au | 13.20 | 0.24 | 0.16 | 1.72 | 1.06 | 1.13 |
| Ag | 487.40 | 19.51 | 9.85 | 116.93 | 3.66 | 2.84 |
| As | 53.67 | 2356.05 | 7476.51 | 206.18 | 486.00 | 558.56 |
| Sb | 20.88 | 29.19 | 292.68 | 83.15 | 35.15 | 26.44 |
| Cu | 3.32 | 16.53 | 19.65 | 15.85 | 7.90 | 28.66 |
| Pb | 31.72 | 5.77 | 15.00 | 10.51 | 1.90 | 16.30 |
| Zn | 15.71 | 50.72 | 66.95 | 89.21 | 79.00 | 56.00 |
| Li | 155.11 | 204.84 | 149.01 | 148.08 | 98.19 | 157.06 |
| Be | 109.44 | 2.80 | 2.34 | 8.36 | 3.59 | 4.11 |
| Sc | <0.1 | 2.05 | 1.13 | <0.1 | <0.1 | 6.94 |
| V | <0.1 | 20.76 | 34.49 | <0.1 | <0.1 | 65.11 |
| Cr | 5.37 | 41.37 | 39.81 | 91.34 | 67.63 | 56.79 |
| Co | 0.26 | <ПО | 1.28 | 0.09 | 0.13 | 0.35 |
| Bi | 1.70 | 0.23 | 0.44 | 1.23 | 0.25 | 0.93 |
| Ga | 15.21 | 26.94 | 17.93 | 15.59 | 9.75 | 26.40 |
| Rb | 592.30 | 260.32 | 161.99 | 73.78 | 9.17 | 205.59 |
| Sr | 7.14 | 57.05 | 13.24 | 28.45 | 12.64 | 37.06 |
| Y | 0.31 | 11.86 | 8.23 | 0.73 | 0.06 | 15.52 |
| Zr | 1.99 | 57.93 | 82.84 | 2.67 | 0.36 | 120.51 |
| Nb | <0.003 | 4.33 | 7.44 | <0.003 | <0.003 | 8.27 |
| Mo | 3.17 | 22.41 | <0.018 | 0.16 | 0.90 | <0.018 |
| Sn | 0.35 | <ПО | <ПО | 3.54 | <ПО | <ПО |
| Cs | 18.09 | 35.57 | 21.75 | 15.18 | 3.77 | 32.70 |
| Ba | 41.15 | 286.73 | 148.84 | 45.21 | 47.09 | 315.85 |
| La | 0.23 | 16.21 | 11.28 | 2.64 | 2.69 | 16.35 |
| Ce | 0.28 | 35.14 | 22.22 | 4.33 | 2.66 | 33.65 |
| Pr | 0.07 | 4.30 | 3.00 | 0.41 | 0.16 | 4.03 |
| Nd | 0.36 | 16.22 | 10.78 | 1.15 | 0.39 | 14.84 |
| Sm | 0.05 | 3.22 | 2.22 | 0.18 | 0.03 | 3.19 |
| Eu | 0.02 | 0.71 | 0.40 | 0.04 | <ПО | 0.70 |

Таблица 4. Окончание

| № пробы | ПЧ-1 | ПЧ-2 | ПЧ-4 | ПЧ-5 | ПЧ-6 | ПЧ-7 |
|------------------------------|--------|-------|-------|--------|---------|-------|
| Gd | 0.04 | 2.79 | 1.70 | 0.07 | <ПО | 2.42 |
| Tb | 0.01 | 0.44 | 0.27 | 0.02 | 0.00 | 0.44 |
| Dy | 0.06 | 2.42 | 1.52 | 0.10 | 0.00 | 2.53 |
| Ho | 0.01 | 0.49 | 0.33 | 0.03 | <0.0002 | 0.56 |
| Er | 0.03 | 1.32 | 0.92 | 0.07 | 0.01 | 1.87 |
| Tm | 0.00 | 0.17 | 0.13 | 0.01 | <ПО | 0.31 |
| Yb | 0.01 | 1.22 | 0.89 | 0.05 | 0.01 | 1.96 |
| Lu | <ПО | 0.16 | 0.13 | 0.01 | <ПО | 0.29 |
| Hf | <0.003 | 1.58 | 2.51 | <0.003 | <0.003 | 3.37 |
| Ta | <0.001 | 0.22 | 0.42 | <0.001 | <0.001 | 0.46 |
| W | 7.34 | 28.92 | 17.85 | 15.49 | 0.63 | 36.94 |
| Tl | 19.44 | 4.72 | 4.73 | 2.19 | 3.74 | 6.34 |
| Th | <0.002 | 4.05 | 2.98 | 0.14 | 0.17 | 5.63 |
| U | 0.04 | 1.14 | 1.22 | 0.04 | 0.00 | 1.78 |
| Σ REE | 1.17 | 84.78 | 55.80 | 9.09 | 5.95 | 83.15 |
| Σ LREE | 1.01 | 75.79 | 49.91 | 8.75 | 5.93 | 72.77 |
| Σ HREE | 0.17 | 8.99 | 5.89 | 0.34 | 0.02 | 10.38 |
| Σ LREE/ Σ HREE | 6.05 | 8.43 | 8.47 | 25.54 | 254.62 | 7.01 |
| Y/Ho | 28.58 | 24.13 | 24.99 | 26.83 | – | 27.48 |
| U/Th | – | 0.28 | 0.41 | 0.25 | 0.02 | 0.32 |
| Rb/Sr | 82.91 | 4.56 | 12.24 | 2.59 | 0.72 | 5.55 |
| Au/Ag | 0.03 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.29 | 0.40 |
| Eu/Eu* | 1.09 | 0.80 | 0.71 | 0.85 | – | 0.80 |
| Ce/Ce* | 0.61 | 1.08 | 0.99 | 0.90 | 0.57 | 1.03 |
| Σ Ce | 0.94 | 71.86 | 47.28 | 8.53 | 5.90 | 68.88 |
| Σ Y | 0.19 | 10.06 | 6.45 | 0.43 | 0.04 | 9.85 |
| Σ Sc | 0.05 | 2.86 | 2.07 | 0.13 | 0.02 | 4.43 |
| Eu/Sm | 0.34 | 0.22 | 0.18 | 0.21 | – | 0.22 |

Примечание. Определение элементов и REE методом плазменной масс-спектрометрии (ICP-MS), Аналитический центр коллективного пользования ИГЕМ РАН; ПО — предел обнаружения; REE — P3Э; LREE — легкие P3Э; HREE — тяжелые P3Э.

Легкие P3Э при повышении давления переходят в водный флюид, а тяжелые удерживаются в магме, что позволяет считать первые “гидрофильными”, а вторые “магмафильными” элементами [Жариков и др., 1999]. Кроме того, P3Э были разделены на три группы: цериевые — La, Ce, Pr, Nd, иттриевые — Sm, Eu, Gd, Dy, Ho, скандиевые — Er, Yb, Lu [Минеев, 1974]. Судя по табл. 4, в спектрах P3Э изученных руд преобладают легкие “гидрофильные” лантаноиды “цериевой” группы.

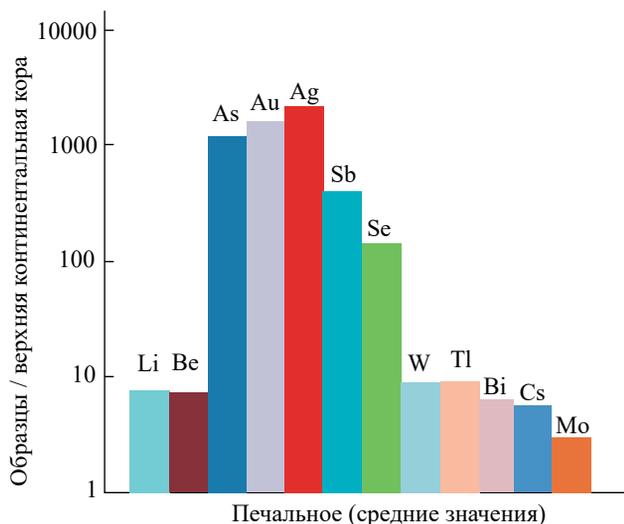


Рис. 9. Распределение основных микроэлементов в изученных образцах Au–Ag руд месторождения Печального, нормированных по отношению к средним значениям для верхней коры [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]. Среднее по 6 пробам (см. табл. 4).

Нормированные на хондрит РЗЭ эпитеpмальных руд образуют слабо наклонные близхондритовые спектры (рис. 10), во многом сходные по конфигурации со спектрами РЗЭ терригенных пород верхоянского комплекса [Михалицына, Соцкая, 2020] и характеризуются отсутствием Eu минимумов. Следовательно, можно предположить, что содержание РЗЭ в рудах унаследовано от вмещающие терригенные ороговикованные пород нижнего яруса ВКС.

В рудах месторождения Печальное ΣРЗЭ варьирует в широких пределах (от 1.17 до 84.78 г/т) (см. табл. 4). Такие интервалы значений суммы концентраций РЗЭ характерны для эпитеpмальных руд других месторождений ОЧВП с брекчиевыми текстурами [Волков и др., 2018].

В пробах из руд месторождения Печальное значения Eu/Eu^* и Ce/Ce^* — варьируют от отрицательных до слабоположительных (см. табл. 4). Такое сочетание Eu/Eu^* и Ce/Ce^* также указывает на окислительные условия, существовавшие при рудоотложении [Горячев и др., 2008].

Низкие Eu/Sm отношения (<1) в изученных рудах (см. табл. 4) показывают, что рудообразование протекало на верхнекоровом уровне [Винокуров, 1996].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Месторождение Печальное вызывает значительный интерес, так как сформировалось в углеродистых терригенных толщах фундамента ВКС, на удалении около 200 км от ОЧВП. Терригенные толщи основания вулканоструктур принято считать неблагоприятной средой для локализации эпитеpмальной вулканогенной минерализации [Хельке, 1946; Шнейдерхен, 1958]. В частности, Г. Шнейдерхен [1958] полагал, что эпитеpмальные золотые и Au–Ag месторождения образуют отдельную группу и имеют свои особые корни в субвулканических интрузивах; переходы к мезотермальным плутоногенным месторождениям отрицались, указывалось на отсутствие эпитеpмальных руд вне связи с изверженными породами.

В сводке по Южно-Карпатской золотоносной провинции А. Хельке [1946] писал, что в черных средиземноморских сланцах, подстилающих вулканиты, Au–Ag жилы выклиниваются, проникая в них на 50 м. Однако, в терригенных толщах залегают Au–Ag эпитеpмальные месторождения Высоковольтное и Косманьчи (Центральные Кызылкумы), Балей и Тасеевка (Забайкалье), Промежуточное (Центральная Чукотка).

Богатейшее месторождение Хисикари (более 250 т золота, со средним содержанием 60 г/т) в Японии также залегают в терригенных толщах основания под покровом вулканитов [Izava et al., 1990]. В терригенных толщах также под экраном

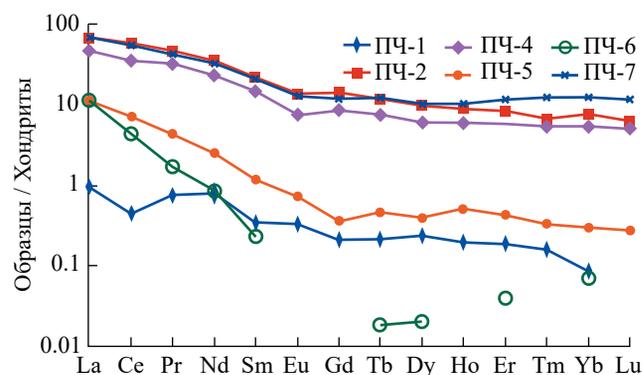


Рис. 10. Распределение РЗЭ, нормированных по хондритам [McDonough, Sun, 1995], в Au–Ag рудах месторождения Печального. Номера проб соответствуют табл. 3, 4.

вулканитов размещены продуктивные кварц-адуляровые жилы месторождения Печального. Однако, за исключением месторождений Балейского и Хисикари, все остальные относятся к небольшим по запасам объектам.

В настоящее время признана связь Au–Ag эпитеpмальных месторождений с островодужными и постаккреционными вулканогенными поясами, с выполаживанием субдукции, рифтогенными структурами и постколлизийным задуговым растяжением [Richards, 2013]. С последней обстановкой связано формирование месторождения Печальное.

В общепринятой классификации [White, Hedenquist, 1995] эпитеpмальные месторождения на основании окислительного состояния серы в гидротермах разделены на два типа: низкосульфидизированный (LS — low sulphidation), высокосульфидизированный (HS — high sulphidation). Позднее был выделен еще один тип [Hedenquist et al., 2000] — промежуточносульфидизированный (IS — intermediate sulphidation). Для месторождений LS-типа обычно характерен [Hedenquist et al., 2000] пирит-пирротин-арсенопиритовый минеральный комплекс с железистым сфалеритом. В результате исследований установлены следующие минералогические особенности руд месторождения Печальное: невысокая сульфидность руд (1–2%); в качестве основных рудообразующих минералов выступают самородное серебро, низкопробное золото, полибазит, и высоко селенистый акантит, кроме того, в рудах достаточно широко развиты мышьяковистый пирит, арсенопирит, пирротин, железистый сфалерит, халькопирит и марказит.

Результаты геохимических исследований руд корреспондируют с минералогическими данными. Заметное обогащение эпитеpмальных руд довольно широким спектром микроэлементов (по рейтингу): Ag, Au, As, Sb, Se, W, Tl, Li, Be, Bi, Cs, Mo, преобладание легких лантаноидов над тяжелыми, очень низкие Eu/Sm отношения ($\ll 1$), слабо наклонные близхондритовые спектры без европиевых минимумов или максимумов — типичны для эпитеpмальной рудообразующей системы месторождения Печальное. А соотношение значений Ce/Ce* и Eu/Eu* указывают на окислительные условия, преобладавшие при рудообразовании. Распределение

PЗЭ в эпитеpмальных рудах во многом сходные по конфигурации со спектрами PЗЭ вмещающих терригенных пород верхоянского комплекса [Михалицына, Соцкая, 2020].

В спектрах PЗЭ преобладают легкие “гидрофильные” лантаноиды “цериевой” группы. Σ PЗЭ варьирует в широких пределах. Высокие значения Σ PЗЭ характерны для брекчий, а низкие — для кварц-адуляровых жил. Следовательно, можно предположить, что содержание PЗЭ в рудах, зависит от количества обломков вмещающих терригенные ороговикованные пород нижнего яруса ВКС. Повышенные мышьяковистость и селенистость Au–Ag руд месторождения, весьма вероятно, унаследованы от обогащенных As и Se углеродистых терригенных вмещающих пород основания ВКС [Савва, 2005; Волков и др., 2006]. Полученные минералого-геохимические данные позволяют отнести минерализацию месторождения Печальное к селеновому подтипу низкосульфидизированного типа эпитеpмальных месторождений.

В результате проведенных исследований можно предложить следующую модель формирования месторождения Печальное. В допродуктивный этап в связи со становлением Верхне-Оротуканского интрузива лейкократовых гранитов и комагматичных им даек и штоков позднего мела сформировались жилы серого среднезернистого кварца, которые размещаются в грейзенах и грейзенизированных породах и сопровождаются оловянной минерализацией. Эпитеpмальные Ag–Au жилы продуктивного этапа связаны с формированием вулканических пород базальт-риолитовой формации позднемелового возраста. К этому этапу относятся кварцевые и кварц-адуляровые Ag–Au жилы, тесно ассоциирующие с метасоматитами формации вторичных кварцитов.

В результате минералого-геохимических исследований можно предположить, что формирование Ag–Au минерализации произошло после внедрения риолитов первой фазы, которые экранируют продуктивные жилы и до внедрения флюидальных риолитов и комендитов второй фазы, содержащих редкометалльную и PЗЭ минерализацию. Такую последовательность подтверждают невысокие содержания PЗЭ в продуктивных жилах, а также отсутствие

сходства между спектрами РЗЭ в продуктивных жилах и в содержащих РЗЭ риолитах и комендитах [Волков и др., 2023].

Продуктивные жилы месторождения Печальное практически не эродированы, так как большая их часть локализовалась под экраном печальнинской толщи вулканитов. Глубина распространения рудной минерализации по аналогии с другими объектами (Хисикари) может превышать 200 м. Из минералогических признаков небольшого эрозионного среза следует отметить широкое развитие коломорфно-полосчатых текстур и адуляра в жилах, а также незначительное количество полиметаллической минерализации в рудах [Савва, 2018]. Слабая эродированность позволяет предположить высокую вероятность выявления не выходящих на поверхность рудных тел.

Полученные результаты могут быть использованы в региональных и локальных прогнозно-металлогенических построениях, поисках и оценке новых эпитеpmальных Au–Ag месторождений. Учитывая слабую изученность оперяющих зон ТМА Охотского сектора ОЧВП, в них высоки перспективы открытия новых эпитеpmальных Au–Ag и Ag месторождений.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают глубокую благодарность геологу АО “Полиметалл УК” Сергею Федоровичу Петрову за предоставленную для исследований коллекцию образцов руд месторождения Печальное.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при финансовой поддержке темы Госзадания ИГЕМ РАН (№ госрегистрации 124022400144-6).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Винокуров С.Ф. Европиевые аномалии в рудных месторождениях и их генетическое значение // ДАН. 1996. Т. 346. № 6. С. 792–795.

Волков А.В., Гончаров В.И., Сидоров А.А. Месторождения золота и серебра Чукотки. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2006. 221 с.

Волков А.В., Сидоров А.А., Прокофьев В.Ю., Савва Н.Е., Колова Е.Е., Мурашов К.Ю. Особенности эпитеpmального рудообразования Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса (северо-восток России) // Вулканология и сейсмология. 2018. № 6. С. 3–22.

<https://doi.org/10.1134/S0203030618060093>

Волков А.В. Галямов А.Л., Мурашов К.Ю. Щелочные риолиты Печальнинского рудного поля (Северо-Восток России) — потенциальный большеобъемный источник тяжелых редкоземельных элементов // Доклады РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 510. № 1. С. 46–51.

<https://doi.org/10.31857/S2686739723600054>

Горячев Н.А., Викентьева О.В., Бортников Н.С., Прокофьев В.Ю., Алпатов В.А., Голуб В.В. Наталкинское золоторудное месторождение мирового класса: распределение РЗЭ, флюидные включения, стабильные изотопы кислорода и условия формирования руд (северо-восток России) // Геология рудных месторождений. 2008. Т. 50. № 5. С. 414–444.

Егоров В.Н., Жигалов С.В., Волков А.В., Сидоров А.А. О редкометалльном оруденении в трахириолитах и комендитах Хурчан-Оротуканской металлогенической зоны // ДАН. 2005. Т. 405. № 2. С. 237–242.

Жариков В.А., Горбачев Н.С., Латфутт П., Дохерти В. Распределение редкоземельных элементов и иттрия между флюидом и базальтовым расплавом при давлениях 1–12 кбар (по экспериментальным данным) // Докл. РАН. 1999. Т. 366. № 2. С. 239–241.

Кузнецов В.М., Ницанский Г.М., Палымская З.А. Признаки проявления и формы выражения тектономагматической активизации на примере Хурчан-Оротуканской зоны // Колыма. 1993. № 7. С. 7–12.

Кузнецов В.М., Жигалов С.В., Ведерникова Т.А., Шпикерман В.И. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист Р-56 — Сеймчан. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2008. 426 с.

Минеев Д.А. Лантаноиды в рудах редкоземельных и комплексных месторождений. М.: Наука, 1974. 241 с.

Михалицына Т.И., Соцкая О.Т. Роль черносланцевых толщ в формировании золоторудных месторождений Наталка и Павлик (Яно-Колымский орогенный пояс) // Геология и геофизика. 2020. Т. 60. № 12. С. 1648–1671.

<https://doi.org/10.15372/GiG2020149>

Савва Н.Е. О возможном источнике селена в вулканических месторождениях // Наука Северо-Востока

- России — начало века / Материалы Всероссийской научной конференции, посвященной памяти академика К.В. Симакова и в честь его 70-летия (Магадан, 26–28 апреля 2005 г.). Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2005. С. 208–210.
- Савва Н.Е. Минералогия серебра Северо-Востока России. М.: Триумф, 2018. 544 с.
- Сидоров А.А. Золотосеребряная формация Восточно-Азиатских вулканогенных поясов. Магадан, 1978. 368 с.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
- Хельке А. Молодые вулканогенные золото-серебряные месторождения Карпатской дуги. М.: Изд-во Всесоюзной торговой палаты, 1946. 350 с.
- Шнейдерхен Г. Рудные месторождения. М.: Иностранная литература, 1958. 450 с.
- Grigorieva A.V., Volkov A.V., Sidorova N.V. REE Mineralization in Alkaline Rhyolites of the Pechalninskii Ore Field (Northeast Russia) // *Doklady Earth Sciences*. 2024.
<https://doi.org/10.1134/S1028334X24601469/>
- Hedenquist J.W., Arribas A., Gonzalez-Urien E. Exploration for epithermal gold deposits. *Gold in 2000* // *Reviews in Economic Geology*. Littleton: Society of Economic Geologists, 2000. P. 245–277.
- Izava E., Urashima Y., Ibaraki K. The Hishikari gold deposits: high-grade epithermal veins in Quaternary volcanic of southern Kyushu, Japan // *Journal of Geochemical Exploration*. 1990. V. 36. P. 1–56.
- Jones B., Manning D.A.C. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones // *Chem. Geol.* 1994. V. 111. P. 111–129.
- McDonough W.F., Sun S.S. The Composition of the Earth // *Chem. Geol.* 1995. V. 120. P. 223–253.
- Monecke T., Kempe U., Gotze J. Genetic significance of the trace element content in metamorphic and hydrothermal quartz: a reconnaissance study // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2002. V. 202. P. 709–724.
- Richards J.P. Giant ore deposits formed by optimal alignments and combinations of geological processes // *Nat. Geosci.* 2013. V. 6. P. 911–916.
- White N., Hedenquist J. Epithermal gold deposits: Styles, characteristics and exploration // *SEG News Letter*. 1995. № 23. P. 1–12.

Epithermal Au–Ag Mineralization in Terrigenous Strata of the Basement of the Pechalninsk Volcanic Dome Structure (North-East of Russia)

V. M. Kuznetsov^{1, *}, N. E. Savva^{2, **}, A. V. Volkov^{3, ***}, K. Yu. Murashov³,
A. L. Galyamov³, A. V. Grigorieva³

¹*Karpinsky All-Russian Scientific Research Geological Institute,
Sredny prosp., 74, Saint Petersburg, 199106 Russia*

²*Shilo North-East Interdisciplinary Research Institute, FEB RAS,
Portovaya str., 16, Magadan, 685000 Russia*

³*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of the Russian Academy of Sciences,
Staromonetny lane, 35, Moscow, 119017 Russia*

*e-mail: v_kuznetsov12@mail.ru

**e-mail: nsavva7803@mail.ru

***e-mail: tma2105@mail.ru

Epithermal Au–Ag mineralization of the Pechalnoe deposit is of considerable interest, since it was formed in carbonaceous terrigenous strata of the basement of a volcanic dome structure, at a distance of about 200 km from the border of the Okhotsk-Chukchi marginal continental volcanic belt. The geological structure of the Pechalnoe deposit is two-tiered: quartz-adularic and quartz Au–Ag veins are localized in keratinized terrigenous rocks of the lower tier, and quartz rhyolites and komendites of the Pechalninsky strata of the upper tier contain potentially industrial REE mineralization. Productive veins form three zones of sublatitudinal strike, the length of the veins in which is 200–300 m, sometimes 640, 840 m; average thickness 0.1–3 m, rarely up to 6.2 m, average contents: Ag — 266 g/t, Au — 4.4 g/t. The following mineralogical features of ores have been established: low sulfidity (1–2%); native Ag, low-grade Au, polybasite, and highly selenic acanthite act as productive minerals, in addition,

arsenic pyrite, arsenopyrite, pyrrhotite, ferruginous sphalerite, chalcopyrite and marcasite are quite widely developed in ores. The geochemical features of the ores are in good agreement with the mineral composition. The ores are enriched with a fairly wide range of trace elements (according to the rating): Ag, Au, As, Sb, Se, W, Tl, Li, Be, Bi, Cs, Mo, the predominance of light lanthanides over heavy ones has been established, very low Eu/Sm ratios ($\ll 1$), slightly inclined nearchondrite spectra (without distinct European minima or maxima); the ratio of Ce/Ce* and Eu/Eu* values indicate oxidative conditions during ore formation; the REE spectra are dominated by light “hydrophilic” lanthanides of the “cerium” group; the REE varies widely. The obtained mineralogical and geochemical data allow us to attribute the mineralization of the Pechalnoye deposit to the selenium subtype of the low-sulfidized class of epithermal deposits. According to geological and mineralogical-geochemical data, the deposit can be classified as poorly eroded, which makes it possible to predict the identification of new ore bodies that do not come to the surface.

Keywords: OChVB, volcanic dome structure, quartz-adular veins, ore textures, epithermal mineralization, mineralogical and geochemical features, gold, silver, model of formation

УДК 553.2.41(571.65)

ПОРФИРОВАЯ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКАЯ СИСТЕМА ЛАБАЗНОЕ (ОМОЛОНСКИЙ КРАТОННЫЙ ТЕРРЕЙН, СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ): ВОЗРАСТ, МИНЕРАЛОГИЯ ОРУДЕНЕНИЯ И МИНЕРАЛЬНАЯ ТЕРМОБАРОМЕТРИЯ РУДОВМЕЩАЮЩИХ ГРАНИТОИДОВ ВИКТОРИНСКОГО КОМПЛЕКСА

© 2025 г. В. Ю. Соловьёв^{a, *}, В. В. Прийменко^{a, **}, Г. О. Ползуненков^{a, ***},
М. И. Фомина^a, Т. И. Михалицына^a, А. М. Гагиева^a, В. Б. Хубанов^b,
П. П. Колегов^a, В. В. Акинин^a

^aСеверо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН,
ул. Портовая, 16, Магадан, 685000 Россия

^bГеологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН,
ул. Сахьяновой, 6а, Улан-Удэ, 670047 Россия

*e-mail: solovev@neisri.ru

**e-mail: priylenkovladimir@gmail.com

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

Поступила в редакцию 29.06.2024 г.

После доработки 07.10.2024 г.

Принята к публикации 28.10.2024 г.

Приводятся новые данные о возрасте (U–Pb, LA-SF-ICP-MS: 86 ± 1 млн лет) кварцевых монцодиоритов викторинского комплекса Конгинской магматической зоны Омолонского кратонного террейна. Рудопроявление Лабазное, несущее прожилково-штокверковое сульфидно-кварцевое и жильное полиметаллическое оруденение, локализовано в пределах интрузивно-купольного поднятия, в центральной части которого обнажается шток монцодиоритов викторинского комплекса. Приведена петрографо-геохимическая характеристика и минеральная термобарометрия рудовмещающих кварцевых монцодиоритов. Охарактеризованы минералогия руд и приведена оценка изотопного возраста (K–Ar: 82 ± 4 млн лет) кристаллизации серицита из околожильного контакта с монцодиоритовой интрузией. На основании геологических взаимоотношений и изотопно-геохронологических данных установлена парагенетическая связь молибден-порфиорового оруденения с этапом позднемелового магматизма — внедрением гранитоидных тел викторинского комплекса. Реконструирована стадийность образования парагенетических ассоциаций минералов в последовательности — магнетит-кварцевая, молибденит-кварцевая, сульфидно-кварцевая; гипогенный этап завершается полиметаллической стадией. Материалы изотопного датирования руд и рудовмещающих гранитоидов в регионе исследования свидетельствуют о позднемеловом (коньяк–кампан) возрасте порфирировых рудно-магматических систем Конгинской магматической зоны.

Ключевые слова: порфировая рудно-магматическая система, изотопный возраст, минералогия, петрография, термобарометрия

DOI: 10.31857/S0203030625010045, EDN: HGNRJE

ВВЕДЕНИЕ

В пределах Омолонского кратонного террейна (КТ), традиционно именуемого Омолонским массивом, известны молибден-порфировые

рудопроявления Хрустальное, Вечернее, Шлиховое, Захаренко (рис. 1), приуроченные к позднемеловым гранитоидным интрузиям викторинского комплекса [Горячев и др., 2017; Глухов и др., 2021].

Гранитоидные тела (преимущественно силы, мелкие штоки многофазного строения, реже дайки и единичные относительно крупные массивы), сложенные порфиroidными монцонитами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами, граносиенитами, редко габбро ранней фазы, пространственно совмещены с выходами вулканогенно-осадочных, покровных и субвулканических образований конгинского андезит-риолитового комплекса, формируя единые вулкано-тектонические структуры. Вулканогенные образования конгинского комплекса отнесены к позднему мелу по находкам флористических остатков в вулканогенно-осадочных отложениях конгинской свиты (ЛОС-200, Шевченко, Симаков, 1999)¹. Тесная пространственная сопряженность гранитоидных интрузий викторинского комплекса с вулканогенными образованиями конгинского комплекса, их взаимоотношения и принадлежность к единой структуре, близкие петро- и геохимические свойства послужили основанием для объединения их в позднемеловую конгинскую вулкано-плутоническую ассоциацию (ЛОС-200). Вулканогенные образования конгинского комплекса и ассоциирующие с ними интрузии викторинского комплекса прослеживаются в виде цепочки изолированных вулканоструктур, составляющих линейную Конгинскую магматическую зону (МЗ). Конгинская МЗ располагается в центральной части Омолонского КТ, протягиваясь в субмеридиональном направлении на 200–250 км вдоль Конгинского глубинного разлома, и ограничивается с севера и юга зонами Омкучанского и Тебанинского глубинных разломов (см. рис. 1). Согласно мнению большинства исследователей Конгинская МЗ является линейным, ортогональным к генеральному простиранию, структурным элементом Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП).

Металлогенический потенциал Конгинской МЗ имеет высокую оценку [Горячев и др., 2017]; здесь известны многочисленные месторождения и рудопроявления золото-серебряного, серебро-полиметаллического, золото-редко-

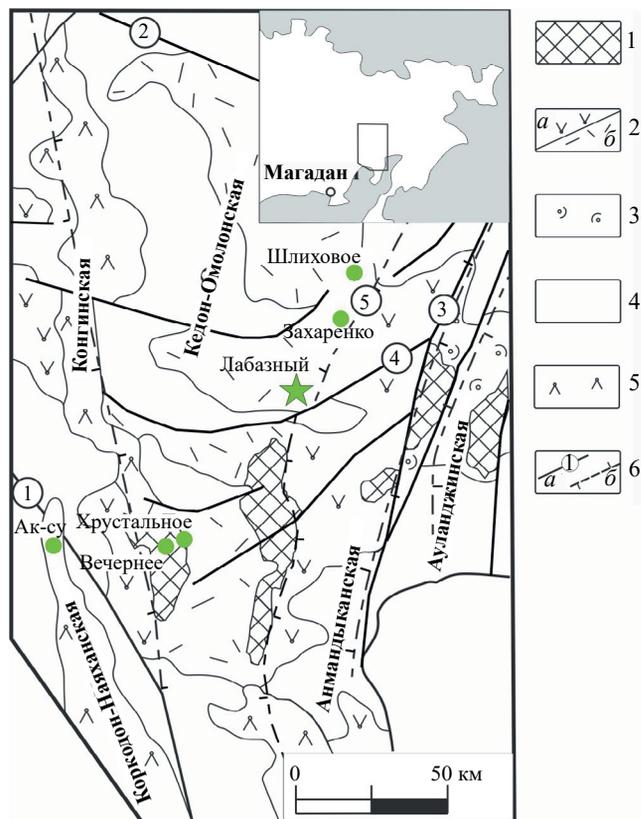


Рис. 1. Геолого-тектоническая схема Омолонского кратонного террейна, по материалам [Егоров и др., 2001; Терехов и др., 1984] с дополнениями.

1 — выступы дорифейского кристаллического фундамента; 2, 3 — среднепалеозойский кедонский базальт-андезит-риолитовый комплекс: 2 — вулканогенные отложения основного-среднего (а), кислого (б) состава, 3 — вулканогенно-моцассовые отложения позднего девона — раннего карбона; 4 — каменноугольные-раннемеловые осадочные и вулканогенно-осадочные отложения; 5 — ОЧВП и оперяющие его Коркодон-Наяханская и Конгинская магматические зоны; 6 — а — разломы (1 — Тебанинский, 2 — Омкучанский, 3 — Верхне-Омолонский, 4 — Некучанский, 5 — Коряччанский), б — границы структурно-формационных зон: Ауландинской, Анмандыканской, Кедон-Омолонской. Зелеными кругами и звездами обозначены медно-молибден-порфиоровые рудопроявления, парагенетически связанные с позднемеловыми гранитоидами.

металльного и медно-молибден-порфиорового оруденения (Бодрое, Кустики/Седое, Захаренко, Джелты и др.). При этом недостаток информации о составе и возрасте рудной минерализации и продуцирующего ее магматизма, малая доля современных аналитических данных порождают дискуссию о формационной принадлежности и типе рудообразования для ряда рудных объектов. К таковым относится рудопроявление Лабазное, рассматриваемое

¹ Шевченко В.М., Симаков К.В. Легенда Омолонской серии Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200000. 2-изд. Магадан: СевВостНИЦМИС, 1999. 173 с.

как золото-полисульфидный тип золото-серебряной формации, связанный со среднепалеозойским (ранний девон — ранний карбон) этапом магматизма Омолонского КТ [Кузнецов и др., 2001], либо как полнопроявленная порфировая рудно-магматическая система, отвечающая позднемеловому этапу магматической активности ОЧВП [Глухов и др., 2021].

В настоящей публикации представлены новые данные о возрасте гранитоидного магматизма и связанной с ним рудной минерализации объекта Лабазное; реконструированы *P-T* условия кристаллизации магматического расплава; приводятся материалы комплексного изучения минералогии руд; сделан вывод о генетическом типе рудообразования.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В основу работы положена авторская коллекция образцов, собранная в ходе полевых работ 2019 г. Петрографические и минералогические исследования осуществлялись авторами на микроскопе AxioPlan Imagin с использованием программного комплекса PETRO [Ползунов, Кондратьев, 2023]. Химические составы породообразующих и рудных минералов, в количестве 957 измерений по 10 образцам, определялись на микроанализаторе Camebax с использованием энергодисперсионного спектрометра X-Max (аналитики В.Ю. Соловьёв, Е.М. Горячева). Измерения проводились в условиях ускоряющего напряжения — 20 кВ, увеличения более $\times 400$ и времени накопления спектров 30 с. Оптимизация для количественных вычислений выполнялась по химически чистой меди каждые 1.5–2.0 ч. В качестве стандартов использовались аттестованные природные [Jarosewich et al., 1980] и синтетические материалы. Предел обнаружения элементов составлял 0.3 мас. %, диаметр электронного луча 3–4 мкм.

U–Pb датирование по циркону осуществлялось методом LA-SF-ICP-MS, на базе однокольлекторного магнитно-секторного масс-спектрометра с индуктивно-связанной плазмой Element XR и установки для лазерной абляции UP-213 в ЦКП “Геоспектр” Геологического института им. Н.Л. Добрецова СО РАН (г. Улан-Удэ). Пробоподготовка и анализ производились согласно стандартным процедурам, по [Хабанов и др., 2016]. В качестве внешнего стандарта

использовался цирконовый эталон 91 500 [Wiedenbeck et al., 1995]. Данные масс-спектрометрического анализа обрабатывались в программах “Glitter” [Van Achterbergh et al., 2001; Griffin et al., 2008] и “IsoplotR” [Vermeesch, 2018]. Проблема оценки дискордантности по двум независимым системам, существующая для кристаллов циркона мелового возраста — низкое количество ^{207}Pb в кристаллах и большая погрешность при определении $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ изотопного возраста, решалась с использованием $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ изотопного возраста, скорректированного на ^{207}Pb [Williams, 1998].

K–Ar изотопное датирование серицита, выделенного из околожильного контакта в кварцевых монцодиоритах, проводилось в лаборатории петрологии и изотопной геохронологии СВКНИИ ДВО РАН (г. Магадан) на масс-спектрометре МИ-1201ИГ (аналитик В.В. Лавренко). Концентрации калия измерялись на атомно-абсорбционном спектрометре ААС-1 (аналитик Я.С. Игнатенко) с погрешностью менее 1%. При расчетах возраста использовались константы, рекомендованные XXI сессией Комиссии по определению абсолютного возраста: $\lambda_k = 0.581 \times 10^{-10} \text{ год}^{-1}$; $\lambda_b = 4.962 \times 10^{-10} \text{ год}^{-1}$; распространённость изотопов: $^{39}\text{K} = 93.26$; $^{40}\text{K} = 0.01167$; $^{41}\text{K} = 6.73$ ат. %; изотопное отношение атмосферного аргона $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 295.5$ [Steiger, Jager, 1977].

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РУДНОГО ПОЛЯ ЛАБАЗНОЕ

Рудопроявление Лабазное расположено у восточной границы Конгинской МЗ, вблизи скрытого Коаргычанского глубинного разлома субмеридионального простирания, разделяющего Кедон-Омолонскую и Анмандыканскую структурно-формационные зоны (по [Егоров и др., 2002]) Омолонского КТ. В центральной части рудного участка установлены выходы кварцевых сиенитов и монцодиоритов позднемелового викторинского комплекса и субвулканических тел риолитов среднепалеозойского кедонского комплекса (рис. 2). По периферии интрузивных тел распространены дайки базальтов (предположительно мелового возраста) северо-восточного простирания. Рудовмещающие образования представлены стратифицированными вулка-

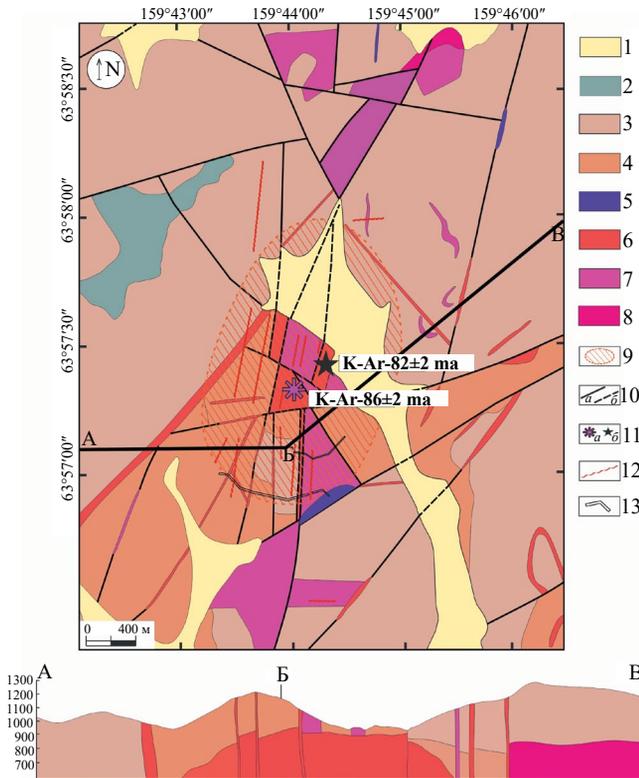


Рис. 2. Геологическая карта и разрез по линии А–Б–В рудного поля Лабазное, по (В.Н. Шамин, 1987; В.Н. Паньков, 1990) с дополнениями.

1 — рыхлые четвертичные аллювиальные отложения; 2–4 — среднепалеозойские вулканы кедонской серии: 2 — трахиандезиты снайперской толщи (C_{sn}), 3 — игнимбриды и туфы риодацитов ледниковской толщи (D_3ld), 4 — андезиты, андезит-базальты и андезит-дациты грунтовой толщи (D_{1-grt}); 5 — дайки базальтов позднемелового возраста; 6 — поздне-меловые интрузии гранитоидов викторинского комплекса; 7 — субвулканические тела риолитов кедонского комплекса среднепалеозойского возраста; 8 — выходы дорифейского кристаллического фундамента; 9 — штокверк с сульфидно-кварцевыми прожилками; 10 — разломы установленные (а), предполагаемые (б); 11 — места отбора проб на изотопное датирование методами: U–Pb (а), K–Ar (б); 12 — зоны ориентированных прожилков; 13 — каналы.

ногенными толщами кедонской серии среднепалеозойского возраста, в строении которой здесь участвуют (по В.Н. Панькову, 1990)²: андезиты, андезитбазальты и дациандезиты *грунтовой толщи* (D_{1-grt}) и вулканогенно-осадочные образования, игнимбриды, лавы и туфы (преимущественно кислого состава) *ледниковской толщи* (D_3ld). На игнимбридах ледниковской толщи

² Паньков В.Н. Отчет о результатах поисковых работ на объекте “Лабазный” на площади листов Р-57-8-А-6-2, 4; Р-57-8-Б-а, б; Р-57-8-Б-в-2; Р-57-8-Б-г-1, 2 (Лабазный поисковый отряд). Эвенск: СЭГРЭ, 1990. Кн. 1. 261 с. Кн. 2. 228 с.

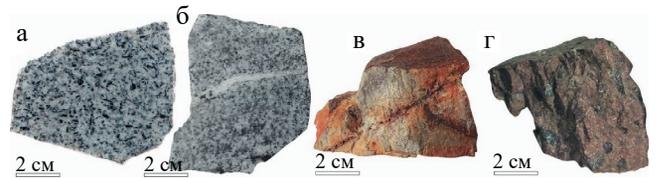


Рис. 3. Рудомещающие породы Лабазненского рудного поля. а, б — кварцевый монцодиорит викторинского комплекса; в — риолит кедонского комплекса; г — игнимбрид дацита кедонской серии.

несогласно залегают трахиандезиты *снайперской толщи* (C_{sn}), которые хорошо прослеживаются в рельефе и бронируют крутые вершины небольших вулканоструктур. В контактовых зонах вулканы ледниковской и снайперской толщ преобразованы в серицит-кварцевые филлизиты с тонкими прожилками и вкрапленностью пирита, халькопирита, молибдена. К наиболее поздним магматическим образованиям относятся гранитоиды позднемелового викторинского комплекса (рис. 3а, 3б), которые слагают небольшие штоки, площадью около 5 км² (по результатам магниторазведки, с учетом нескрытой части свода³). С данным этапом связано формирование Лабазненского оруденения, представленного сульфидно-кварцевым штокверком и сульфидно-кварцевыми жилами.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГРАНИТОИДОВ

Викторинский комплекс в пределах Лабазненского рудного поля представлен штоками плотных биотит-амфиболовых кварцевых монцодиоритов, от светло-серого до темно-серого цвета, порфирированной структуры со среднезернистой основной массой и массивной текстурой. По содержанию породообразующих оксидов, анализируемые гранитоиды относятся к кварцевым монцодиоритам [Петрографический ..., 2008] (табл. 1).

Вторичные изменения представлены серицитизацией и слабым окварцеванием.

³ Шамин В.Н., Крамарев С.П., Тедеев Т.В. и др. Отчет о групповой геологической съемке и поисках месторождений масштаба 1:50 000 в верхнем течении р. Омолон, в бассейне рек Биркачан, Кубаки и др. (листы Р-57-8-А; Р-57-9-А,Б; Р-57-8-В,Г; Р-57-9-В; Р-57-20-А,Б; Р-57-21-А) за 1983–1987 г. Биркачанский отряд. Сеймчан, СГРЭ, 1987. Кн. 1. 335 с., Кн. 2. 299 с.

Таблица 1. Химический состав кварцевых монцодиоритов рудного поля Лабазное

| Элемент | Образец | |
|------------------------------------|-----------|------------|
| | LBUPb 1_2 | LBUPb 3_4* |
| SiO ₂ | 62.41 | 62.32 |
| TiO ₂ | 0.58 | 0.47 |
| Al ₂ O ₃ | 18.38 | 17.08 |
| Fe ₂ O ₃ общ | 6.22 | 7.03 |
| CaO | 6.44 | 5.16 |
| MgO | 2.03 | 1.87 |
| MnO | 0.15 | 0.12 |
| K ₂ O | 2.24 | 3.05 |
| Na ₂ O | 3.64 | 2.82 |
| P ₂ O ₅ | 0.22 | 0.19 |
| ППП | 0.93 | 1.4 |
| Сумма | 103.35 | 100.11 |

Примечание. * — по [Глухов и др., 2022].

Минеральный состав (усредненный) кварцевых монцодиоритов: плагиоклаз — 55%; амфибол — 15%; калиевый полевой шпат — до 10%, биотит — до 15% и кварц — до 15%; из аксессуарных минералов встречаются циркон и апатит.

Основная масса породы состоит из аллотриоморфнозернистого кварц-полевошпатового агрегата (выполняющего интерстиции между порфировыми выделениями), призматических зерен тонко сдвойникового плагиоклаза и редких чешуек светлой слюды; размер зерен основной массы породы не превышает 0.3 мм (рис. 4а).

Около 20% объема породы составляют порфиroidные (от 0.5 до 3 мм в поперечнике) таблитчатые и удлиненно-призматические зерна плагиоклаза, роговой обманки и биотита.

Порфиroidные зерна плагиоклаза (андезин-лабрадор, An₅₀₋₆₅) нередко имеет нормальное (прямое) зональное строение — центральные части отвечают лабрадору (An₅₀₋₆₆₍₅₈₎), реже

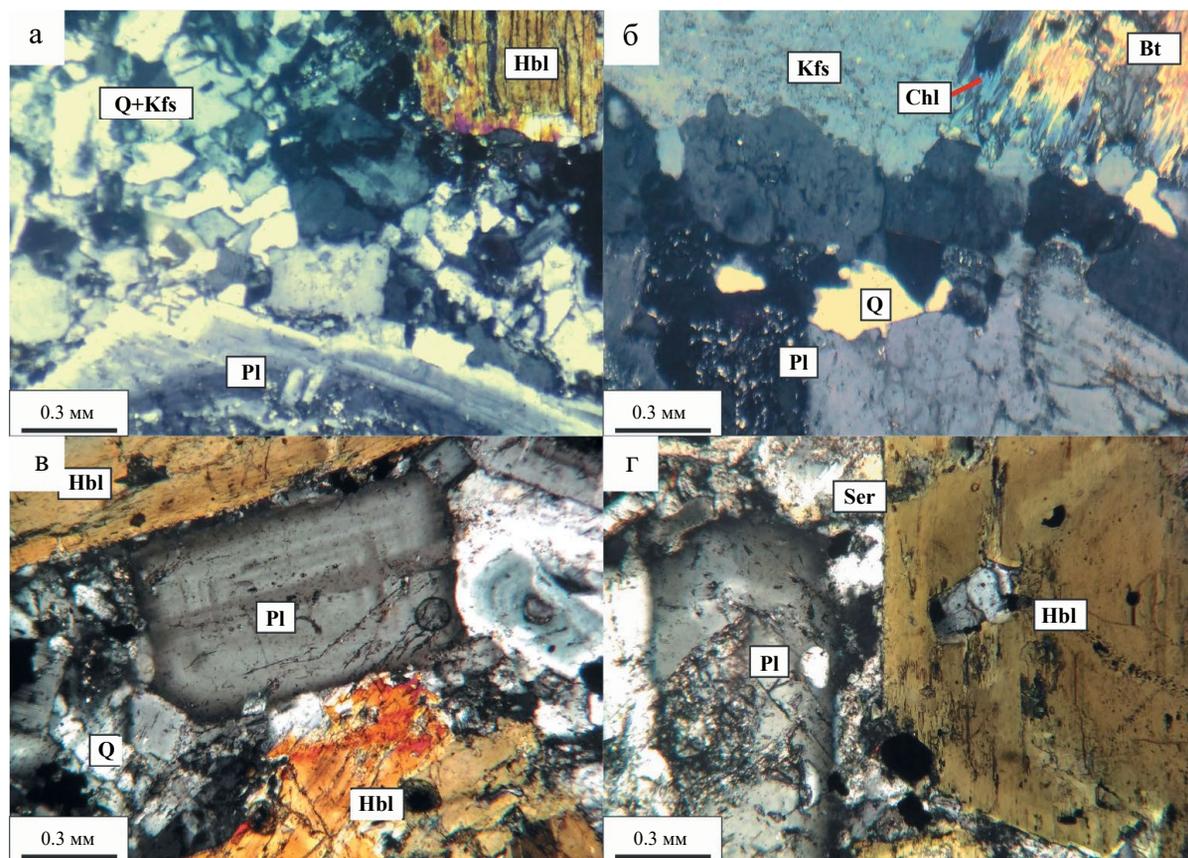


Рис. 4. Микрофотографии шлифов кварцевых викторинского комплекса рудного поля Лабазное. Николи скрещены. а, б — образец LBUPb 1_2, в, г — образец LBUPb 3_4. Здесь и далее по тексту минеральные обозначения приведены по [Laurence N. Warr., 2021].

битовниту ($An_{87-90(88.5)}$) и андезину ($An_{34-41(38)}$), краевые – андезину ($An_{30-48(38)}$), реже лабрадору ($An_{51-60(53)}$), в единичных случаях олигоклазу ($An_{20-28(24)}$) (рис. 5). Центральные части зерен плагиоклаза соссюритированы; отмечается развитие серицита по микротрещинам.

Амфибол представлен идиоморфными неяснозональными призматическими зернами (до 3 мм) кальциевой роговой обманки – магнезиальным гастингситом; при этом краевые части зерен зачастую сложены магнезиальной роговой обманкой и чермакитом (см. рис. 5а, 5б), которые неравномерно замещаются биотитом и хлоритом с каемками магнетита и ильменита. В порфирированных зернах роговой обманки и плагиоклаза отмечаются пойкилитовые вставки кварца.

Биотит образует чешуйчатые и пластинчатые зерна (до 2 мм), нередко с корродированными краями; по спайности и краям зерен замещается хлоритом (до 60% площади зерна).

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТОИДОВ

Кварцевые монцодиориты рудного поля Лабазное (обр. LBUPb 1_2, LBUPb 3_4)

характеризуются низкими значениями потерь при прокаливании (ППП = 0.93–1.4 мас. %), свидетельствующими о незначительных вторичных изменениях (см. табл. 1).

По положению фигуративных точек на классификационных диаграммах (рис. 6в, 6г) породы характеризуются как метаглиноземистые гранитоиды I-типа магнезиальной ($FeO_t/(FeO_t+MgO) < 0.78$ мас. %) и высококальциевой известково-щелочной серий.

Гранитоиды викторинского комплекса, установленные в пределах рудных участков Конгинской МЗ – Лабазный, Захаренко, Седой, Желты, относятся к породам высокоглиноземистым, нормально– и умеренно-щелочным калий-натриевого типа [Глухов и др., 2022]. Кварцевые монцодиориты рудного поля Лабазное характеризуются повышенными содержаниями (относительно кларка) As, Ba, Co, Cu, Ga, Mo, Mn, Sr, Te, Tl, V; отмечается значительное обогащение РЗЭ (коэффициент концентрации от 4.16 до 13.75); обогащены легкими РЗЭ относительно тяжелых ($(La/Yb)_N = 6.5–7.1$) и крупноионными литофильными элементами (LILE: Ba, U и Pb); обеднены высокочargedными, несовместимыми с

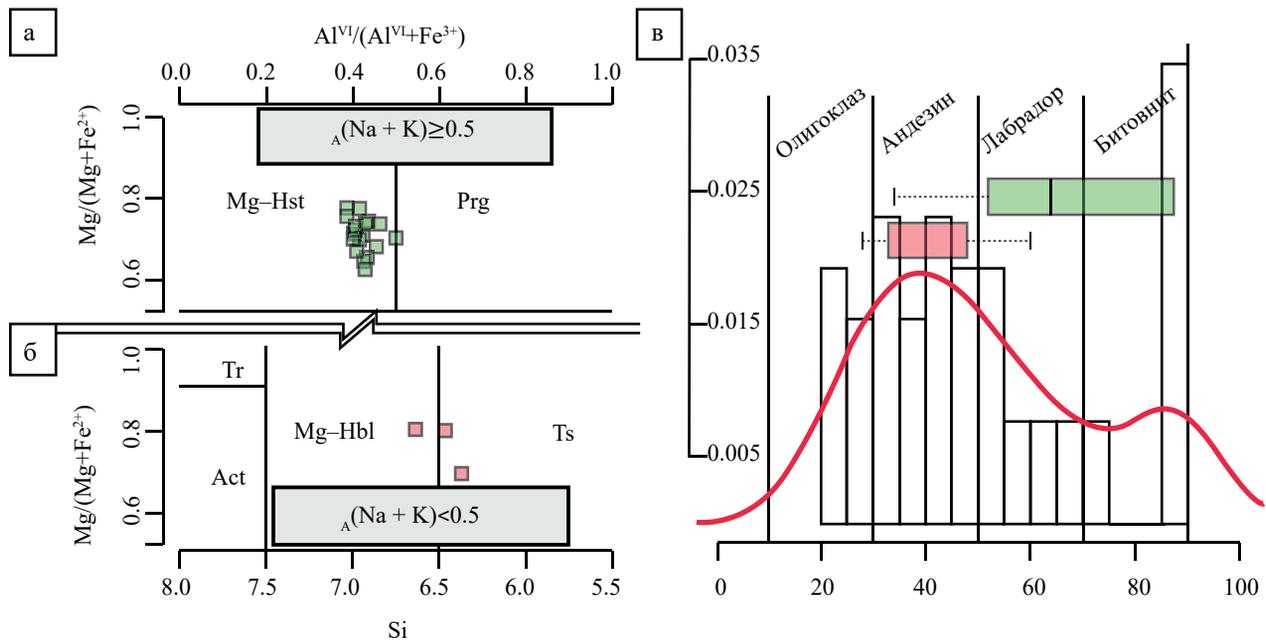


Рис. 5. Составы амфиболов (а, б) и плагиоклазов (в) кварцевых монцодиоритов викторинского комплекса на классификационных диаграммах [Leake et al., 1997].

Цвета: зеленый – центральные части кристаллов, розовый – краевые части кристаллов. Prg – паргасит, Mg–Hst – магнезиогастингсит, Tr – тремолит, Act – актинолит, Mg–Hbl – магнезиальная роговая обманка, Ts – чермакит.

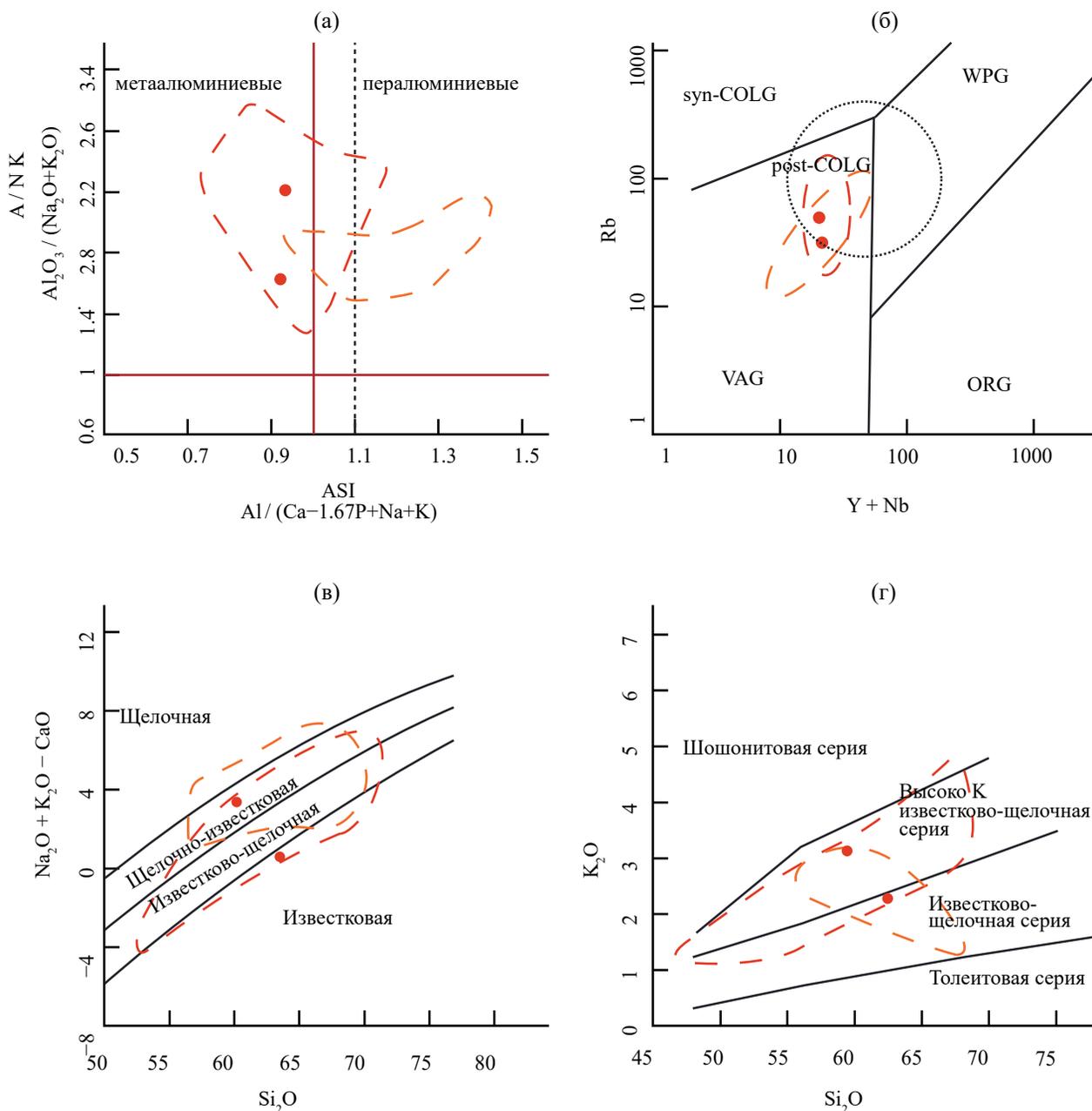


Рис. 6. Точки составов кварцевых монцодиоритов викторинского комплекса рудопоявления Лабазное (красные точки) на дискриминационных диаграммах.

а — $(A/NK)/ASI$ [Frost et al., 2001], б — $Rb/Y+Nb$ (Pearce et al., 1984), в — $(Na_2O+K_2O-CaO)/SiO_2$ [Frost et al., 2001], г — K_2O/SiO_2 [Peccherillo and Teylor, 1976]. Поля составов на диаграмме Пирса — геодинамические обстановки: syn-COLG — коллизионные, post-COLG — постколлизионные, WPG — внутриплитные, VAG — вулканических дуг, ORG — океанических хребтов. Пунктирная линия — контуры поле составов: красный — гранитоидов викторинского комплекса Конгинской МЗ Омолонского КТ, и Пенжинского сегмента ОЧВП, по данным [Глухов и др., 2022, Шатова, Серегин 2023], оранжевый — гранитоидов раннемелового намындыканского комплекса Намындыкано-Моланджинской зоны Омолонского КТ, по данным [Шатова, Серегин, 2023].

расплавом элементами (HFSE: Nb, Ta и Ti) (рис. 7). На дискриминационной диаграмме Дж. Пирса [Pearce et al., 1984] кварцевые монцодиориты сопоставимы с гранитоидами вулканических дуг (см. рис. 6б).

МИНЕРАЛЬНАЯ ТЕРМОБАРОМЕТРИЯ КВАРЦЕВЫХ МОНЦОДИОРИТОВ

Оценка условий формирования кварцевых монцодиоритов на ранней магматической стадии выполнена по составам амфибола и плагиоклаза

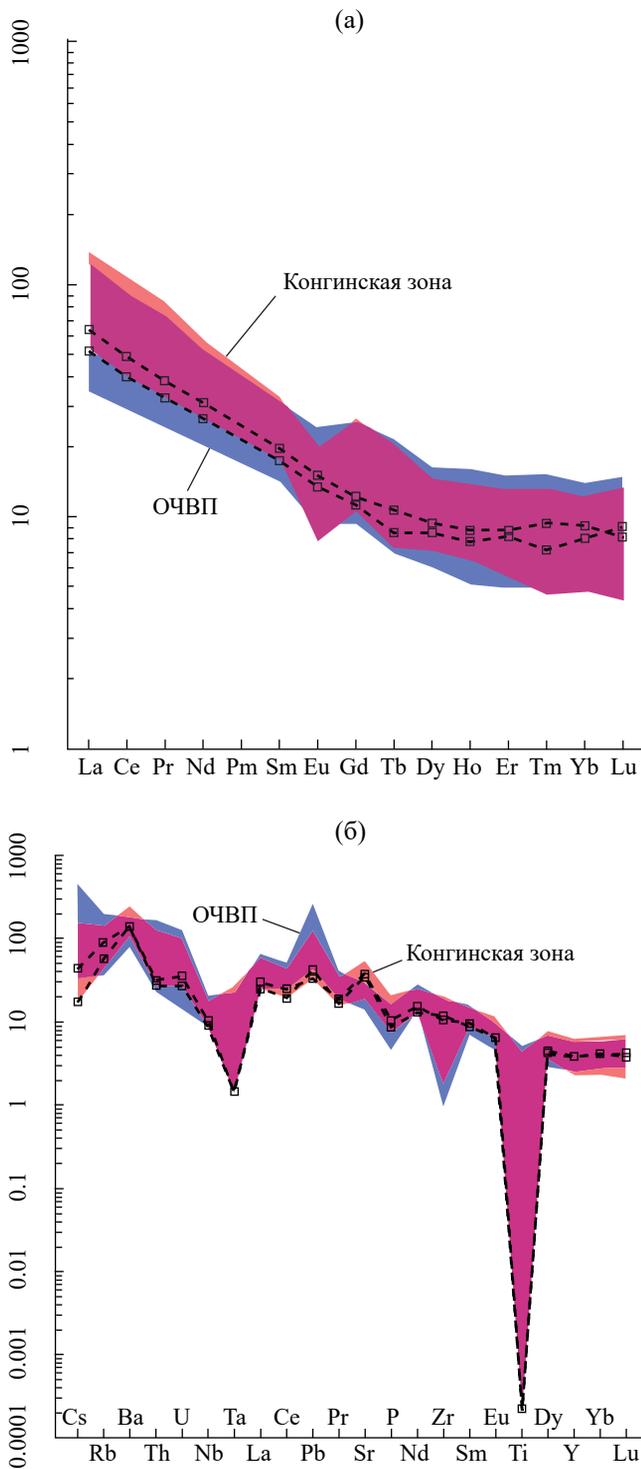


Рис. 7. Кривые распределения примесных элементов в кварцевых монцодиоритах викторинского комплекса рудопровяления Лабазное (а — нормированных на хондрит [Boyton, 1984]; б — нормированных на примитивную мантию [Donough, Sun, 1995]).

Цветом выделены области распределения примесных элементов меловых гранитоидов викторинского комплекса (Конгинской МЗ — синий цвет) и гармандинского комплекса (ОЧВП — оранжевый), по [Акинин, Миллер, 2011; Глухов и др., 2022].

(термобарометр: Hbl–расплав [Putirka, 2016]; барометр: Al–in–Hbl [Mutch et al., 2016]; термометр: Hbl–Pl [Powell, Holland, 1994]) (табл. 2). Параметры давления и температуры поздней магматической стадии оценивались по барометру [Yang, 2017] и термометру [Duan et al., 2021] основанными на валовом составе средних и кислых магм.

Калибровки термометра традиционно производится по содержанию SiO_2 в породах — $T_{\text{SiO}_2} (^\circ\text{C}) = -14.16 \cdot \text{SiO}_2 + 1723$ [Duan et al., 2021]; однако авторы считают, что рассчитанная таким образом температура может рассматриваться только в качестве сравнения, так как гранитоиды не представляют собой чистый расплав.

Эмпирический барометр Х. Янга [Yang, 2017]: $P_{(\text{Мра})} = -0.2426 \cdot Q^3 + 26.392 \cdot Q^2 - 980.74 \cdot Q + 12\,563$ — опирается на нормативный минеральный состав гранитоидов. Количество воды в расплаве $\text{H}_2\text{O}_{\text{расплав}}$ рассчитано по [Ridolfi et al., 2010] и изменяется от 5.0 до 7.5 вес. %, что соответствует водонасыщенным магмам порфировых месторождений [Li et al., 2009].

На основании полученных термобарометрических оценок реконструируется следующая последовательность формирования кварцевых монцодиоритов: 1 — выделение амфибола из расплава (Hbl–расплав) происходило приблизительно в субсолидусных условиях ($T = 940^\circ\text{C}$, $P = 6.45$ кбар) на глубине около 19 км (рис. 8); 2 — дальнейшая кристаллизация амфибола протекала совместно с плагноклазом (центральные части зерен — $820\text{--}870^\circ\text{C}$, $P = 5.4$ кбар; краевые — $800\text{--}850^\circ\text{C}$, $P = 3.5\text{--}4.0$ кбар) на глубинах около 16 и далее 12 км; 3 — позднемагматическая стадия кристаллизации (кварц + полевой шпат) происходила при температуре 840°C и давлении 2 кбар на глубине около 5–6 км.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ОРУДЕНЕНИЯ И ВТОРИЧНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ РУДОВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

На объекте Лабазное рудная минерализация представлена сульфидно-кварцевым штокверком и сульфидно-кварцевыми жилами, приуроченным к телам кварцевых монцодиоритов викторинского комплекса. Площадь штокверковой

Таблица 2. Представительные составы амфиболов из кварцевых монцодиоритов (обр. LBUPb 1_2)

| Позиция | Центр | | Край — 1 | | Край — 2 | |
|--|--------|--------|----------|--------|----------|-------|
| <i>Оксиды, вес. %</i> | | | | | | |
| SiO ₂ | 39.98 | 41.81 | 42.28 | 42.19 | 44.89 | 44.12 |
| TiO ₂ | 2.06 | 1.85 | 2.06 | 2.00 | 2.03 | 2.02 |
| Al ₂ O ₃ | 13.46 | 12.22 | 11.71 | 11.79 | 8.67 | 9.61 |
| *Fe ₂ O ₃ | 6.30 | 6.69 | 6.28 | 6.95 | 7.80 | 7.19 |
| *FeO | 9.93 | 10.47 | 8.73 | 7.89 | 6.10 | 6.62 |
| MgO | 10.95 | 10.93 | 12.49 | 12.67 | 13.80 | 13.64 |
| CaO | 11.60 | 11.36 | 11.73 | 11.58 | 11.23 | 11.43 |
| MnO | 0.35 | 0.39 | 0.38 | 0.44 | 0.86 | 0.60 |
| Na ₂ O | 2.28 | 2.02 | 2.13 | 2.20 | 1.53 | 1.74 |
| K ₂ O | 0.78 | 1.03 | 0.67 | 0.65 | 0.65 | 0.52 |
| *H ₂ O | 1.97 | 1.99 | 2.00 | 2.00 | 2.01 | 2.00 |
| Сумма | 99.66 | 100.76 | 100.46 | 100.36 | 99.57 | 99.50 |
| <i>Формульные коэффициенты</i> | | | | | | |
| T — позиция | | | | | | |
| Si | 5.970 | 6.175 | 6.204 | 6.185 | 6.564 | 6.462 |
| Al (IV) | 2.030 | 1.825 | 1.796 | 1.815 | 1.436 | 1.538 |
| M1–M3 — позиция | | | | | | |
| Al (VI) | 0.339 | 0.302 | 0.229 | 0.222 | 0.058 | 0.121 |
| Ti | 0.231 | 0.206 | 0.227 | 0.221 | 0.223 | 0.223 |
| Fe ³⁺ | 0.708 | 0.744 | 0.693 | 0.767 | 0.858 | 0.793 |
| Mg | 2.438 | 2.407 | 2.732 | 2.769 | 3.008 | 2.978 |
| Fe ²⁺ | 1.240 | 1.293 | 1.071 | 0.967 | 0.746 | 0.811 |
| Mn | 0.044 | 0.049 | 0.047 | 0.055 | 0.107 | 0.074 |
| M4 — позиция | | | | | | |
| Ca | 1.856 | 1.798 | 1.844 | 1.819 | 1.759 | 1.794 |
| Na | 0.144 | 0.202 | 0.156 | 0.181 | 0.241 | 0.206 |
| A — позиция | | | | | | |
| Na | 0.516 | 0.376 | 0.450 | 0.444 | 0.193 | 0.288 |
| K | 0.149 | 0.194 | 0.125 | 0.122 | 0.121 | 0.097 |
| Классификация | Mg–Hst | Mg–Hst | Mg–Hst | Mg–Hst | Mg–Hbl | Ts |
| <i>Расчетные параметры</i> | | | | | | |
| [1] T (°C) | 856 | 967 | 814 | 828 | 814 | 810 |
| [2] P (kbar) | 6.9 | 5.7 | 5.3 | 5.3 | 3.2 | 3.8 |
| [3] Wt. % H ₂ O _{melt} | 7.5 | 6.5 | 6.4 | 6.4 | 4.9 | 5.6 |
| [3] DNNO | 0.1 | 0.11 | 0.48 | 0.56 | 1.15 | 1.01 |

Примечание. Расчетные величины, по [Hogа et al., 2001]; [1] — термометр, по [Holland, Blundy, 1994]; [2] — барометр, по [Mutch et al., 2016]; [3] — гидрометр и оксиметр, по [Ridolfi et al., 2010]; Mg–Hst — магнезиогастингсит, Mg–Hbl — магнезиальная роговая обманка, Ts — чермакит.

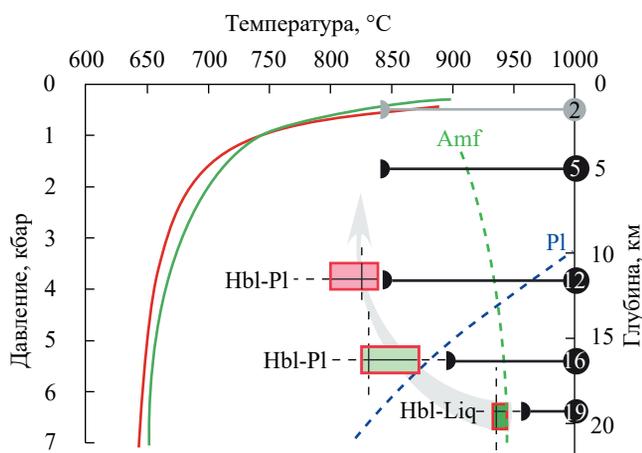


Рис. 8. Диаграмма “Температура–Давление–Глубина” для кварцевых монцодиоритов викторинского комплекса рудного поля Лабазное.

Цветные линии водных экспериментальных солидусов: красная — гранодиорит, по [Schmidt, Thompson, 1996], темно-зеленая — тоналит, по [Bea et al., 2021]; пунктирные зеленая — амфибол, синяя — плагиоклаз, по [Schmidt, Thompson, 1996]. Черные кружки — оценка давлений и температур формирования кварцевых монцодиоритов рудного поля Лабазное по их валовому составу по [Yang, 2017; Duan et al., 2021]. Цветные прямоугольники: темно-зеленый — термобарометр амфибол — расплав [Putirka, 2016], светло-зеленый — центральные, и розовый — краевые части парагенезиса амфибола и плагиоклаза (температура [Powell, Holland, 1994], давление [Mutch, 2016]). Серая стрелка — предполагаемый тренд кристаллизации кварцевых монцодиоритов рудного поля Лабазное. Красная обводка — обр. LUPb 1_2, синяя — обр. LUPb 3_4.

зоны составляет 3.7 км² (2.5×1.5 км). Здесь в тонких прожилках штокверка установлено содержание золота до 0.56 г/т, серебра — до 51.7 г/т, молибдена — до 0.3%, по материалам В.Н. Панькова (1990). В границах штокверковой зоны распространены более поздние сульфидно-кварцевые жилы с золото-серебро-полиметаллической минерализацией; они образуют линейно-вытянутые прожилково-жильные зоны, мощностью от первых см до 3.5 м и протяженностью до 750 м. Основная часть прожилково-жильных зон расположена в апикальных частях интрузивно-купольного поднятия. По данным В.Н. Шамина с соавторами (1987) и В.Н. Панькова (1990) максимальные количества золота в прожилково-жильных зонах серебро-полиметаллического оруденения в штуфах достигают 24 г/т, серебра — до 566 г/т, цинка и свинца — 1%, при этом содержания меди и молибдена не определялись.

В рудно-магматической системе Лабазного нами выделены гидротермальные стадии различающиеся по вещественному составу и последовательности развития системы рудных прожилков: 1) магнетит-кварцевые (Тип А, здесь и далее классификация прожилков в соответствии с работой [Sillitoe, 2010]) (рис. 9а); 2) молибденит-кварцевые (Тип В) (см. рис. 9б, 9в); 3) сульфидно-кварцевые (Тип D) (см. рис. 9б, 9в); 4) полиметаллические (см. рис. 9г, 9д).

Анализ данных, полученных авторами, в совокупности с материалами производственного отчета В.Н. Панькова (1990) позволяют заключить, что каждому типу прожилков тождественна соответствующая минерализация:

— пирит-магнетит-кварцевая минеральная ассоциация — наиболее ранняя. Магнетит (II) слагает до 50% массы магнетит-кварцевых прожилков. Кварц в данной ассоциации темно-серый, мелкокристаллический, размером до 2 мм. Встречаются единичные зерна пирита (I);

— пирит-молибденит-кварцевая ассоциация представлена тонкими прожилками мощностью до нескольких миллиметров. Обнаружены взаимоотношения, где чешуйки молибденита рассекают пирит (I) (см. рис. 10а). Кварц изометричный, с единичными включениями пирита (II), по которому нередко развивается лимонит;

— сульфидно-кварцевая минеральная ассоциация включает в себя такие сульфиды, как: пирит (III), халькопирит (I), пирротин, арсениопирит. Пирит (III) является самым часто встречаемым в данной ассоциации, составляя до 20% объема прожилков. Он образует преимущественно ксеноморфные выделения в кварце, захватывающие в процессе формирования магнетит (I) (см. рис. 10б). Халькопирит (I) и пирротин имеют равновесные границы и представлены мелкими, до 0.3 мм вкрапленниками в пирите (III) (см. рис. 10в), редко в кварце. Халькопирит (I) и пирротин характеризуется стехиометричностью состава (табл. 3). К данной ассоциации отнесен арсениопирит; его описание приводится в материалах отчета В.Н. Панькова (1990), где он предстает в виде крупных раздробленных кристаллов, сцементированных нерудным материалом и халькопиритом;

— полиметаллическая минерализация проявляется в пределах рудопроявления в виде

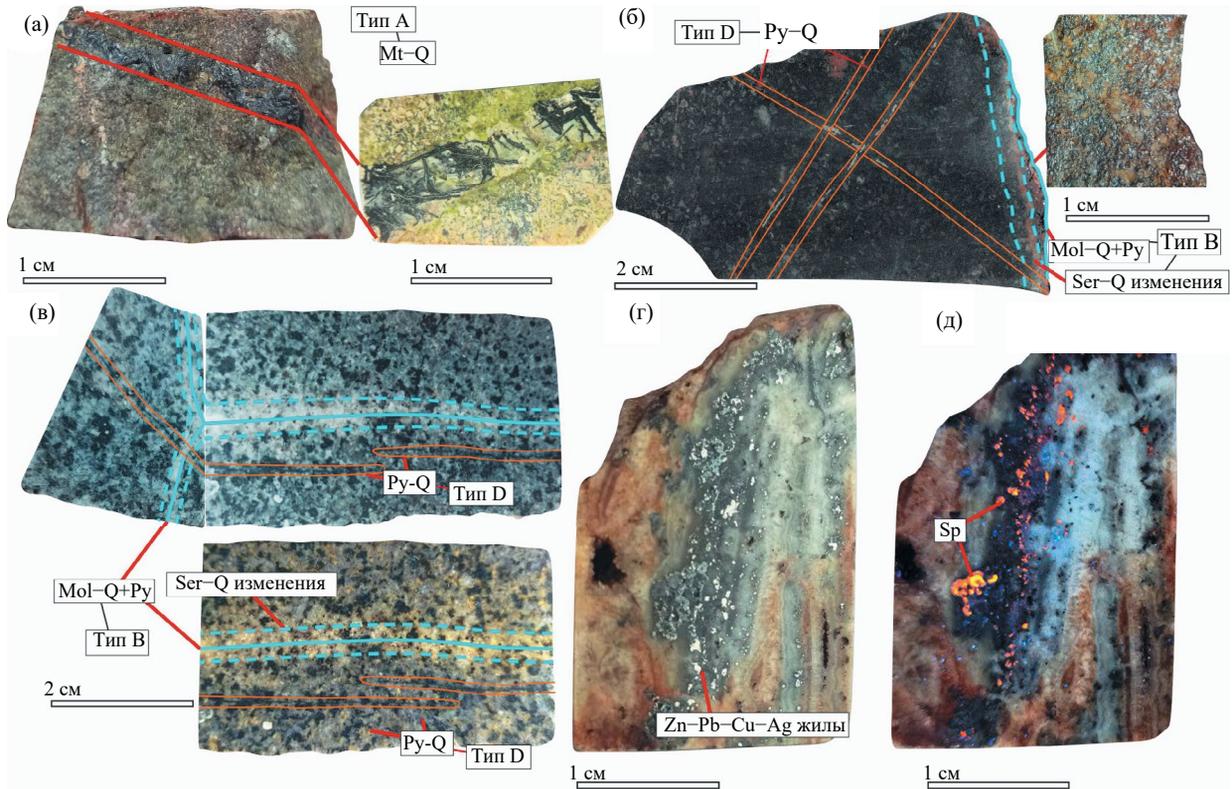


Рис. 9. Разновидности жильных образований в породах рудного поля Лабазное.

а — магнетит-кварцевые прожилки в эпидотизированных вулканитах кедонской серии; б — молибденит-кварцевые и пирит-кварцевые прожилки в андезибазальтах грунтовой толщи; в — молибденит-кварцевые и пирит-кварцевые прожилки в кварцевых монодиоритах викторинского комплекса (снизу химически окрашены калийсодержащие минералы); г, д — Zn-Pb-Cu-Ag жилы при дневном (г) и ультрафиолетовом (д) свете.

Минералы: Q — кварц, Мт — магнетит, Mol — молибденит, Sp — сфалерит, Py — пирит, Ser — серицит.

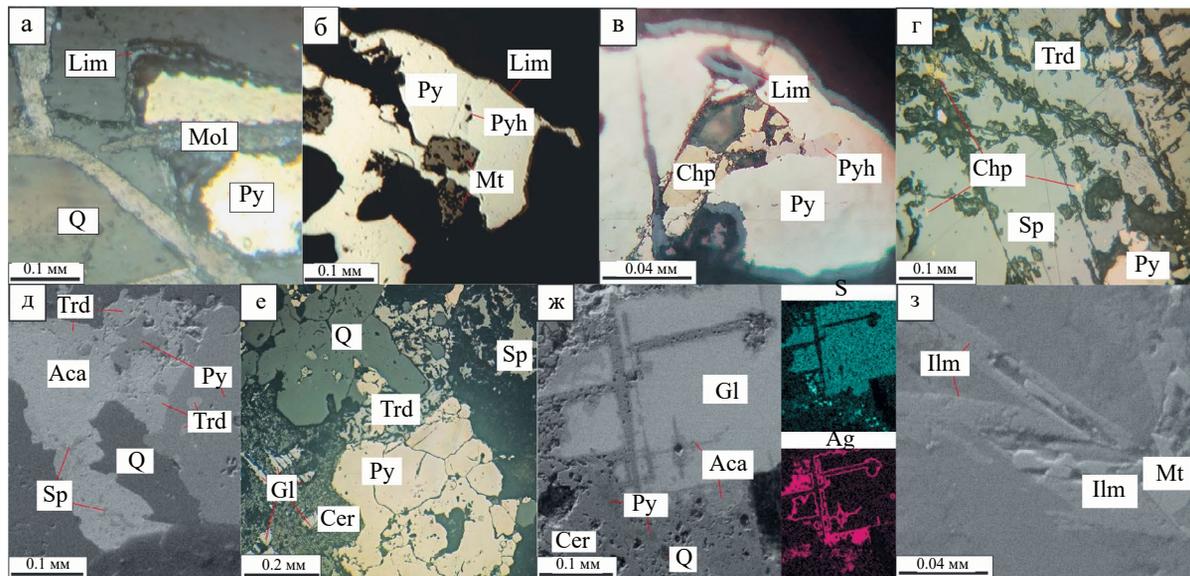


Рис. 10. Взаимоотношения рудных минералов рудного поля Лабазное.

а — молибденит рассекает пирит в молибденит-кварцевом прожилке; б — кристаллы магнетита, захваченные пиритом; в — халькопирит и пирротин выполняют каверны в пирите, по которому развивается лимонитовая корка; г-ж — серебро-полиметаллическая минерализация; з — магнетит-ильменитовые срастания.

Минералы: Q — кварц; Py — пирит; Chp — халькопирит; Pyh — пирротин; Lim — лимонит; Мт — магнетит; Mol — молибденит; Ilm — ильменит; Sp — сфалерит; Gl — галенит; Cer — церуссит; Аса — акантит; Trd — тетрадерит.

Таблица 3. Результаты микронзондового анализа сульфидов рудного поля Лабазное

| № | № образца | Сумма | Весовые концентрации, % | | | | | Формульные коэффициенты | | | | |
|---|-----------|--------|-------------------------|-------|-------|-------|------|-------------------------|------|------|------|------|
| Молибден-порфи́ровая стадия | | | | | | | | | | | | |
| <i>Пирит — Fe_{1.00}S_{2.00}</i> | | | | | | | | | | | | |
| | | | S | Fe | | | S | Fe | | | | |
| 25 | 210006 | 99.83 | 53.27 | 46.55 | | | 2.00 | 1.00 | | | | |
| 52 | VL4 | 100.24 | 53.59 | 46.65 | | | 2.00 | 1.00 | | | | |
| 136 | VL2 | 99.82 | 53.56 | 46.26 | | | 2.01 | 1.00 | | | | |
| 31 | VL5 | 100.46 | 53.61 | 46.86 | | | 2.00 | 1.00 | | | | |
| <i>As-содержащий пирит — Fe_{1.00}As_{0.01}S_{1.99}</i> | | | | | | | | | | | | |
| | | | S | Fe | | As | S | Fe | | As | | |
| 99 | VL5 | 100.3 | 53.26 | 46.54 | | 0.50 | 1.99 | 1.00 | | 0.01 | | |
| <i>Халькопирит — Cu_{0.74}Fe_{0.75}S_{1.51}</i> | | | | | | | | | | | | |
| | | | S | Fe | | Cu | S | Fe | | Cu | | |
| 110 | 210008 | 99.98 | 33.89 | 27.72 | | 38.37 | 1.47 | 0.69 | | 0.84 | | |
| 140 | VL7 | 100.01 | 35.36 | 31.72 | | 32.93 | 1.51 | 0.78 | | 0.71 | | |
| 172 | 210008-1 | 99.79 | 35.32 | 30.74 | | 33.73 | 1.51 | 0.76 | | 0.73 | | |
| <i>Пирротин — Fe_{7.01}S_{7.99}</i> | | | | | | | | | | | | |
| | | | S | | Fe | | S | | Fe | | | |
| 100 | 210008 | 100.11 | 40.3 | | 59.81 | | 8.1 | | 6.90 | | | |
| 128 | VL2 | 99.88 | 38.97 | | 60.92 | | 7.90 | | 7.1 | | | |
| 141 | VL7 | 99.27 | 38.94 | | 60.34 | | 7.94 | | 7.06 | | | |
| 152 | 210008-1 | 99.94 | 40.36 | | 59.57 | | 8.12 | | 6.88 | | | |
| <i>Галенит — Pb_{1.02}S_{0.98}</i> | | | | | | | | | | | | |
| | | | S | | Pb | | S | | Pb | | | |
| 43 | 210005-1 | 100.2 | 13.06 | | 87.14 | | 0.99 | | 1.02 | | | |
| 67 | 210005-1 | 100.31 | 13.03 | | 87.27 | | 0.98 | | 1.02 | | | |
| 70 | 210005-1 | 100.28 | 13.39 | | 86.88 | | 1.00 | | 1.00 | | | |
| 67 | VL5 | 99.86 | 13.1 | | 86.76 | | 0.99 | | 1.01 | | | |
| <i>Bi-содержащий галенит — Pb_{0.99}Bi_{0.01}S_{1.00}</i> | | | | | | | | | | | | |
| | | | S | Pb | | Bi | S | Pb | | Bi | | |
| 56 | 210005-1 | 98.47 | 12.86 | 84.64 | | 0.97 | 0.99 | 1.00 | | 0.01 | | |
| 64 | 210005-1 | 99.18 | 13.58 | 84 | | 1.6 | 1.01 | 0.97 | | 0.02 | | |
| 71 | 210005-1 | 99.11 | 13.3 | 84.7 | | 1.11 | 1.00 | 0.99 | | 0.01 | | |
| <i>Сфалерит — Zn_{0.96}S_{1.03}</i> | | | | | | | | | | | | |
| | | | S | Zn | Mn | Fe | Cd | S | Zn | Mn | Fe | Cd |
| 40 | VL5 | 99.24 | 34.36 | 64.51 | 0.37 | — | — | 1.04 | 0.96 | 0.01 | — | — |
| 42 | VL5 | 99.04 | 34.04 | 64.94 | — | — | 0.05 | 1.03 | 0.97 | — | — | — |
| 94 | VL5 | 98.7 | 33.97 | 62.25 | — | 1.05 | 0.64 | 1.03 | 0.93 | — | 0.02 | 0.01 |

Таблица 3. Окончание

| № | № образца | Сумма | Весовые концентрации, % | | | | | | | Формульные коэффициенты | | | | | | |
|--|-----------|--------|-------------------------|------|-------|------|-------|-------|-------|-------------------------|------|------|------|------|------|------|
| <i>Акантит — Ag_{1.96}S_{1.04}</i> | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | S | | | | Ag | | | S | | | | Ag | | |
| 33 | VL5 | 98.29 | 13.34 | | | | 84.96 | | | 1.04 | | | | 1.96 | | |
| <i>Ag–Zn–As–теннантит–тетраэдрит*</i> | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | S | Fe | Cu | Zn | As | Ag | Sb | S | Fe | Cu | Zn | As | Ag | Sb |
| 17 | VL5 | 100.02 | 25.9 | 0.85 | 35.15 | 7.26 | 8.21 | 5.22 | 17.43 | 13.10 | 0.25 | 8.97 | 1.80 | 1.78 | 0.79 | 2.32 |
| <i>Ag–Zn–тетраэдрит*</i> | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | S | Fe | Cu | Zn | As | Ag | Sb | S | Fe | Cu | Zn | As | Ag | Sb |
| 39 | VL5 | 98.41 | 23.91 | 2.29 | 27.6 | 6.53 | – | 12.41 | 25.66 | 13.13 | 0.72 | 7.65 | 1.76 | – | 2.02 | 3.71 |
| 45 | VL5 | 98.38 | 23.54 | 0.36 | 25.48 | 6.31 | – | 15.97 | 26.73 | 13.26 | 0.12 | 7.24 | 1.74 | – | 2.67 | 3.96 |
| 72 | VL5 | 99.36 | 24.03 | – | 27.6 | 6.99 | 2.33 | 14.01 | 24.4 | 13.15 | – | 7.62 | 1.88 | 0.55 | 2.28 | 3.52 |
| 98 | VL5 | 99.57 | 24.87 | 0.56 | 30.35 | 6.81 | 4.21 | 10.16 | 22.61 | 13.21 | 0.17 | 8.13 | 1.77 | 0.96 | 1.60 | 3.16 |

Примечание. Аналитик В.Ю. Соловьёв; анализ выполнен на микроанализаторе Camebax в Северо-Восточном ЦКП, СВКНИИ ДВО РАН, Магадан.

* — по [Мозгова, Цепин, 1983].

прожилков и маломощных кварцевых жил, вмещающих пирит (IV), сфалерит, галенит и продукты его гипергенного изменения, халькопирит (II), акантит, а также блеклые руды. Пирит (IV) в данной ассоциации содержит примесь As до 0.5%. Халькопирит (II) формирует мелкие включения в сфалерите размером до 0.2 мм (см. рис. 10г). Сфалерит отлагается в виде зерен размером до 3 мм, а также в виде мелкой вкрапленности в акантите (до 0.05 мм) (см. рис. 10д). В качестве незначительных примесей наблюдаются Mn до 0.37%, Fe до 1.05%, Cu до 0.79% и Cd до 0.64%. Галенит образует относительно крупные (до 3 мм) кристаллы с корродированными границами, иногда замещается англезитом и церусситом, которые формируют вокруг него оторочку (см. рис. 10е). По поверхности зерен галенита развивается акантит (см. рис. 10ж). Согласно химическому составу, галенит стехиометричен (см. табл. 3), встречаются отдельные участки зерен с примесью Bi до 1.6%. Для акантита характерны две формы выделений: а) неправильные сростания с блеклыми рудами и вкрапленным сфалеритом; б) в виде каемок по поверхности галенита. Размер обособлений достигает 0.5 мм. Химический состав акантита стехиометричен

(см. табл. 3). В блеклых рудах отмечается некоторая изменчивость состава, характерная для данного типа соединений, но в целом, по классификации Н.Н. Мозговой [Мозгова, Цепин, 1983], можно выделить две группы: 1) Ag–Zn–тетраэдрит; 2) Ag–Zn–As–теннантит–тетраэдрит. Результаты микронзондового анализа сульфидов приведены в табл. 3.

Помимо минерализованных прожилков присутствует вкрапленная минерализация, представленная магнетитом (I) (и продуктом его окисления — гематитом), в меньшей степени рутилом и ильменитом. В составе магнетита установлены разности с примесью Ti до 1.88%. Ильменит и рутил наблюдаются как акцессорные минералы во вмещающих породах рудного поля Лабазное; здесь они образуют призматические и неправильной формы кристаллы, размером до 0.2 мм (см. рис. 10в). По химическому составу ильменит принадлежит изоморфному ряду ильменит (FeTiO₃) — пирофанит (MnTiO₃) с примесью Mn от 7.73 до 8.22%. В рутиле в виде примеси содержится Fe (до 13.77%).

На завершающей стадии гидротермальной активности в пределах рудного поля происходит формирование кальцитовых прожилков.

Стадийность минералообразования показана в табл. 4.

Реконструируемая последовательность образования ассоциаций минералов в целом характерна для Cu–Mo-порфировых систем [Sillitoe, 2010], что указывает на отсутствие дальнейших рудогенерирующих геологических событий.

В пределах рудного поля по вмещающим вулканитам кедонской серии и гранитоидам викторинского комплекса развивается штокверковая зона вторичных метасоматических изменений с зональным расположением ореолов. От центральной части рудного поля к краевой устанавливаются области развития серицит-кварцевых (см. рис. 11а, 11б), актинолит-эпидот-полевошпатовых (см. рис. 11в, 11г), и хлорит-карбонатных вторичных преобразований (см. рис. 11д). Наименее преобразованные кварцевые монцодиориты викторинского

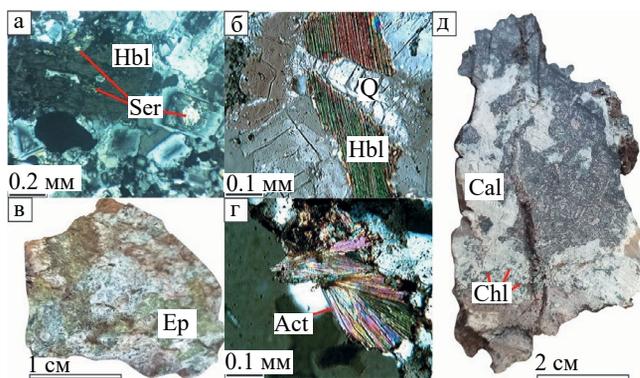


Рис. 11. Вторичные изменения пород рудороявления Лабазное.

а, б — серицит-кварцевые изменения по кварцевым монцодиоритам викторинского комплекса; в, г — актинолит-эпидотовые изменения в кварцевых жилах; д — хлорит-карбонатные изменения в кристаллокластическом туфе андезита кедонской серии.

Минералы: Act — актинолит; Ep — эпидот; Ser — серицит; Hbl — роговая обманка; Q — кварц; Cal — кальцит; Chl — хлорит.

Таблица 4. Стадии минералообразования Лабазненского рудного поля

| Стадии Минерал | Пост-магматическая | Пирит-магнетит-кварцевая | Пирит-молибденит-кварцевая | Сульфид-нокварцевая | Полиметаллическая | Кальцитовые прожилки | Гипергенный этап |
|-----------------------|--------------------|--------------------------|----------------------------|---------------------|-------------------|----------------------|------------------|
| Кварц | (I) | (II) | ————— | ————— | ————— | | |
| Магнетит | | | | | | | |
| Ильменит | | | | | | | |
| Рутил* | | | | | | | |
| Гематит | (I) | (II) | ————— | (III) | (IV) | | |
| Пирит | | | | | | | |
| Арсенопирит | | | | | | | |
| Халькопирит | | | | | | | |
| Пирротин* | | | | | | | |
| Молибденит* | | | | | | | |
| Сфалерит | | | | | | | |
| Галенит | | | | | | | |
| Акантит* | | | | | | | |
| Блеклые руды* | | | | | | | |
| Кальцит | ————— | | | | | | |
| Лимонит* | | | | | | | |
| Церуссит и оксиды РЬ* | | | | | | | |

Примечание. Линии толстые — распространенные минералы, средней толщины — второстепенные, тонкие — редкие; * — минералы, ранее не описанные на рудопроявлении Лабазное.

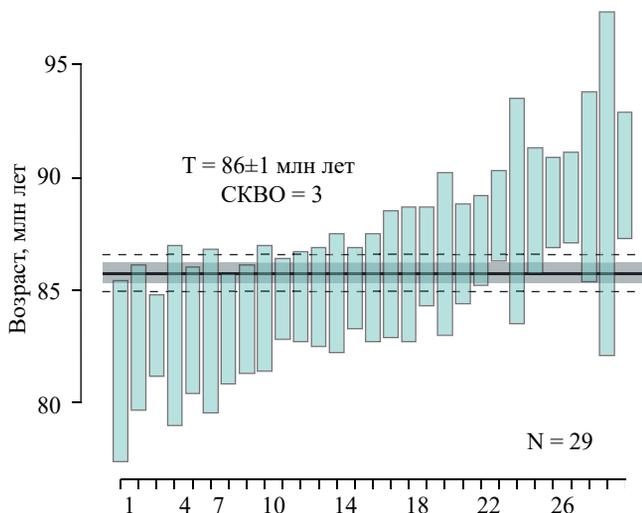


Рис. 12. Диаграмма средневзвешенного $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста цирконов из кварцевых монцодиоритов викторинского комплекса. Планки погрешностей на уровне 2σ .

комплекса характеризуются серицит-кварцевыми изменениями.

О ВОЗРАСТЕ ГРАНИТОИДОВ И ОРУДЕНЕНИЯ

Изотопное датирование кварцевых монцодиоритов викторинского комплекса центральной части рудопоявления Лабазное выполнено по образцам, отобранным из наименее измененных разностей (проба LBUPb_1, 2) (см. рис. 2). Выделенные цирконы прозрачные, призматические, идиоморфные, размер 50–80 мкм. Для 10 зерен выполнено 29 измерений изотопных отношений U-Pb системы. Полученные результаты приведены на рис. 12. Полная таблица измеренных изотопных отношений и возрастов доступна по запросу у авторов. Для оценки возраста по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ отношению осуществлялась коррекция на обыкновенный свинец ^{207}Pb (с использованием поправки по модели Стейси–Крамерса [Steacey, Kramers, 1975]). Полученный средневзвешенный $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст для кварцевых монцодиоритов составил 86 ± 1 млн лет (поздний мел, коньяк–сантон).

Формирование оруденения является наиболее поздним термальным событием; в пределах рудного поля с этим процессом связана серицитизация кварцевых монцодиоритов (см. рис. 12а) и вмещающих вулканитов. Для установления возраста верхней границы оруденения

проведено К–Аг изотопное датирование серицита, выделенного из околожильного контакта в кварцевом монцодиорите (см. рис. 3б). Результаты датирования следующие: номер пробы — LUPb_3, 4; материал датирования — серицит; $K = \sigma - 2.46 \pm 0.04\%$; $^{40}\text{Ar}_{\text{rad}} = 14.20 \pm 1.2$ нг/г; $T \pm \sigma = 82 \pm 4$ млн лет. Полученное значение, с учетом погрешности, близко к оценке времени кристаллизации рудоносных кварцевых монцодиоритов и интерпретируется авторами как возраст заключительного термального события в рамках рудно-магматической системы, т. е. как верхняя возрастная граница оруденения.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные геохронологические данные укладываются в модель [Sillitoe, Hedenquist, 2003], согласно которой гранитоидные интрузии и связанное с ними молибден-порфировое оруденение рассматривается в рамках единой порфировой рудно-магматической системы. Примером служит медно-порфировое месторождение Бату-Хиджау в Индонезии, для которого результатами U–Pb датирования установлен интервал формирования рудоносных многофазных интрузий, не превышающий 0.008 млн лет [Garwin, 2002]. При этом, согласно R. Sillitoe [2010], функционирование гидротермальных систем, связанных с интрузиями, продуцирующими медно-порфировое оруденение, в большей степени зависит от продолжительности самого этапа интрузивного магматизма.

Тем самым критерием для объединения объектов подобного типа может являться близкий (в пределах аналитической ошибки изотопного метода) возраст магматизма и связанного с ним оруденения [Cathles et al., 1997; Cathles, Shannon, 2007; и др.].

Поведение главных и примесных элементов в составе изученных кварцевых монцодиоритов характерно для большинства порфировых систем [Ishihara, 1981; Seedorff et al., 2005]. Показательным является наличие так называемых адакитовых геохимических меток, связанных с высокой долей мантийного материала в рудной магме [Li et al., 2009]. Так магматические породы, ассоциирующие с медно-порфировыми месторождениями, характеризуются высокими содержаниями SiO_2 (≥ 56 мас. %), Al_2O_3 (≥ 15 мас. %) и Sr (≥ 400 ppm) и низкими — Y (≤ 18 г/т)

и Yb (≤ 1.9 г/т) [Defant, Drummond, 1990; Kay, Kay, 1993].

Химический состав Лабазненских кварцевых монцодиоритов в целом соответствует магмам, несущим медно-порфировое оруденение — Sr (690–787 г/т), Y (≤ 15.8 –17 г/т), Yb (1.67–1.9 г/т), Sr/Y (43.7–46.6), а соотношение ряда химических элементов отвечает адакитовым характеристикам (рис. 13).

В работе В.Ю. Прокофьева и В.Б. Наумова [Prokofiev, Naumov, 2022] на основе данных многочисленных замеров по газовой-жидким включениям в породах медно-порфировых месторождений мира (всего 70 месторождений) сделан вывод, что состав флюидов, отделяющихся от расплавов, меняется с ростом давления, в соответствии с изменениями максимальных и средних температур флюида в различных типах порфировых месторождений; авторами предложена гипотетическая схема зависимости

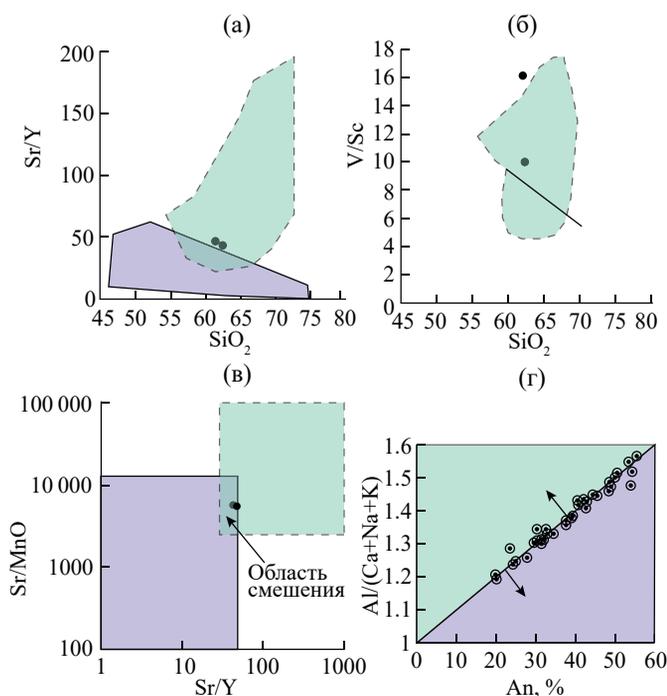


Рис. 13. Состав монцодиоритов Лабазненского рудного поля (черные кружки) на дискриминационных диаграммах для разбраковки потенциально рудоносных интрузий.

а — SiO_2 –Sr/Y и б — SiO_2 –V/Sc, по [Loucks, 2014]; в — Sr/Y–Sr/MnO, по [Ahmed et al., 2019]; г — An, %–Al/(Ca+Na+K) в плагиоклазе, по [Williamson et al., 2016].

Светло-зеленый цвет — перспективные интрузии на Cu–Au порфировое оруденение, фиолетовый цвет — неперспективные.

типов Cu–Mo–Au-порфировых месторождений от глубин отделения флюида из магматического расплава. На основе данных построений, полученные нами параметры кристаллизации монцитонидного расплава на рудопроявлении Лабазное (см. рис. 8), в первом приближении соответствуют молибденовому типу порфирового оруденения.

Для разбраковки потенциально рудоносных (продуктивных к порфировому оруденению) и безрудных магм могут использоваться дискриминационные диаграммы геохимических параметров, рассчитанных из валового химического состава гранитоидов. На диаграммах SiO_2 –Sr/Y, SiO_2 –V/Sc [Loucks, 2014] и Sr/MnO — Sr/Y [Ahmed et al., 2019] фигуративные точки составов анализируемых кварцевых монцодиоритов располагаются в областях гранитоидов продуктивных на медно-порфировое оруденение (см. рис. 13а, 13б), а также смешанных “продуктивно–непродуктивных” (см. рис. 13в), данное указывает на перспективность Лабазненских штоков на Cu–Mo–Au порфировое оруденение. Химический состав плагиоклазов также используется для различия интрузий по перспективности на порфировое оруденение [Williamson et al., 2016]. На диаграмме An, %–Al/(Ca+Na+K) точки составов плагиоклазов кварцевых монцодиоритов равномерно расположились в областях перспективных (23 анализа) и неперспективных (29 анализов) на оруденение интрузий (см. рис. 13г).

Полученные для рудопроявления Лабазное возрастные значения по кварцевым монцодиоритам викторинского комплекса (86 ± 1 млн лет, U–Pb метод по циркону) и серициту, выделенному из околожильного контакта с монцодиоритами (82 ± 4 млн лет, K–Ar метод), хорошо согласуются между собой и могут служить (с учетом аналитической погрешности) временными рамками формирования оруденения.

В целом, полученные данные сопоставимы с материалами изотопного датирования гранитоидов викторинского комплекса [Горячев и др., 2017; Глухов и др., 2021; и др.]. Близкие значения возраста гранитоидных интрузий викторинского комплекса известны для аналогичных объектов медно-порфировых рудно-магматических систем Конгинской МЗ — медно-молибден-порфировое рудопроявление Захаренко (86.4 ± 1 млн

лет, U–Pb по циркону, TIMS) и скарново-полиметаллическое рудопроявление Седое/Кустики (86 ± 1 млн лет, U–Pb по циркону, TIMS). Возраст минерализации на рудопроявлении Захаренко, по данным ^{40}Ar – ^{39}Ar датирования серицита из вмещающих метасоматически измененных риолитов кедонской серии, составил 88.0 ± 1.5 млн лет [Глухов и др., 2021].

В северной части Омолонского КТ (Намындыкано-Моланджинская зона) для гранитоидов викторинского комплекса получены датировки 82.2 ± 1.0 и 84.6 ± 0.7 млн лет (U–Pb, SHRIMP-II, [Шатова, Серегин 2023]). Наиболее древняя из них, по нашему мнению, относится к гранитоидам гармандинского комплекса (K_{1-2} , по ЛОС-200).

В пределах Коркодон-Наяханской МЗ гранитоиды наяханского комплекса обнаруживают сходные значения возраста — 86 – 84 ± 1 млн лет (U–Pb SHRIMP); для молибден-порфинового оруденения рудопроявления Ак-Су, связанного с магматизмом наяханского комплекса, датирование молибденита показало 84.6 ± 0.5 млн лет (Re–Os) [Акинин и др., 2019; Соцкая и др., 2021].

Более древних, альб-сеноманских датировок, в Конгинской зоне пока не выявлено.

ВЫВОДЫ

Рудопроявление Лабазное приурочено к интрузивно-купольному поднятию, в центральной части которого вскрываются штокообразные тела гранитоидов позднемелового викторинского комплекса. По результатам термобарометрических оценок пары амфибол–плагиоклаз реконструирована динамика полибарической кристаллизации кварцевых монцодиоритов из центральной части рудного поля Лабазное. Методами минеральной термобарометрии реконструированы *P–T* условия кристаллизации монцонитоидного расплава в последовательности: интрателлурическая кристаллизация амфибола из расплава на глубине около 19 км ($T = 940^\circ\text{C}$; $P = 6.45$ кбар), котектическая кристаллизация плагиоклаза и амфибола на глубинах около 16 и 12 км (центральные части зерен — 820 – 870°C ; $P = 5.4$ кбар; краевые части — 800 – 850°C ; $P = 3.5$ – 4.0 кбар), завершающая субсолидусная кристаллизация на глубине около 5–6 км ($T = 840^\circ\text{C}$; $P = 2$ кбар).

Рудопроявление Лабазное относится к молибден-порфировой и полиметаллической рудной формации с классической для порфировой рудно-магматической системы последовательностью образования минеральных парагенезисов.

Выделен ряд рудных минералов: молибденит, акантит, блеклые руды, пирротин, ранее не описанных в рудном поле Лабазное.

Принадлежность рудопроявления к золото-полисульфидному минеральному типу золото-серебряной формации раннедевон–раннекарбонного металлогенического этапа, не подтвердилась. Полученные данные свидетельствуют о возможности обнаружения в ОЧВП промышленной минерализации медно-молибден-порфинового типа.

Бликие значения возраста кварцевых монцодиоритов — 86 ± 1 млн лет, коньяк–сантон (U–Pb по циркону), и серицита из сульфидно-кварцевых прожилков контактовой зоны гранитоидных штоков — 82 ± 4 млн лет (K–Ar), позволяют обосновать парагенетическую связь монцонитоидов с молибден-порфиновым оруденением.

Обобщение материалов изотопного датирования по гранитоидам викторинского комплекса Конгинской МЗ и ассоциирующей с ними медно-молибден-порфировой минерализации (рудопроявления Лабазное, Захаренко, Хрустальное, Вечернее, Шлиховое) свидетельствуют о позднемеловом (коньяк–кампан) возрасте рудно-магматических систем, функционирование которых связано с формированием ОЧВП.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность за помощь в работе, научные замечания и консультации академику РАН Н.А. Горячеву, Е.М. Горячевой, к.г.-м.н. О.Т. Соцкой. Особую признательность авторы выражают Т.А. Кормушину за оказанную помощь в проведении полевых работ.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Изучение минералогии и определение K–Ar возраста кристаллизации мусковита выполнены при поддержке государственных тем Института СВКНИИ ДВО РАН: НИР “Рудообразующие процессы и системы в истории формирования главных текто-

нических структур Арктической и Тихоокеанской континентальных окраин Северо-Востока Азии” — 121031700301-5, исследования U—Pb возраста осуществлено при поддержке темы НИР “Разработка критериев рудоносности магматических комплексов” — № 124051600003-4.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акинин В.В., Миллер Э.Л.* Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // *Петрология*. 2011. Т. 19. № 3. С. 249–290.
- Акинин В.В., Колова Е.Е., Савва Н.Е., Горячев Н.А., Маматюсупов В.Т., Кузнецов В.М., Альшевский А.В., Ползуненков Г.О.* Возраст гранитоидов и ассоциирующего молибден-порфинового оруденения Коркодоно-Наяханской зоны, Северо-Восток России // *Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН*. 2019. № 4. С. 3–8.
- Акинин В.В., Глухов А.Н., Ползуненков Г.О., Альшевский А.В., Алексеев Д.И.* Возраст эпитеpmального золото-серебряного оруденения на месторождении Кубака (Омолонский кратонный террейн, северо-восток России): геологические и изотопно-геохронологические (U—Pb, ⁴⁰Ar/³⁹Ar) ограничения // *Тихоокеанская геология*. 2020. Т. 39. № 1. С. 37–47.
- Горячев Н.А., Егоров В.Н., Савва Н.Е., Кузнецов В.М., Фомина М.И., Рожков П.Ю.* Геология и металлогения фанерозойских комплексов юга Омолонского массива. Владивосток: Дальнаука, 2017. 312 с.
- Глухов А.Н., Котов А.Б., Прийменко В.В., Сальникова Е.Б., Иванова А.А., Плоткина Ю.В., Федосеев А.М.* Гранитоиды Конгинской магматической зоны Омолонского массива (северо-восток России): состав пород, возраст и геодинамическая обстановка формирования // *Геотектоника*. 2022. № 2. С. 1–14.
- Глухов А.Н., Прийменко В.В., Фомина М.И., Акинин В.В.* Металлогения Конгинской зоны Омолонского террейна (северо-восток Азии) // *Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН*. 2021. № 2. С. 3–16.
- Егоров В.Н., Шерстобитов П.А., Ермоленко В.Г., Грищенко Ш.Г.* Отчет по ГДП-200 на площади листов Р-57-III, IV, V (новая серия) Южно-Омолонская партия. Объяснительная записка: В 5 кн. Магадан: ФГУП “Магадагеология”, 2002. 830 с.
- Коваленкер В.А., Борисенко А.С., Прокофьев В.Ю., Сотников В.И., Боровиков А.А., Плотинская О.Ю.* Золотоносные порфиново-эпитеpmальные рудообразующие системы: особенности минералогии руд, флюидный режим, факторы крупномасштабного концентрирования золота // *Актуальные проблемы рудообразования и металлогении. Тез. докладов Международного совещания*. Новосибирск: Геос, 2006. С. 103–104.
- Кузнецов В.М., Акинин В.В., Бяков А.С., Жуланова И.Л., Желебогло О.В., Бондаренко С.А., Гусев Е.А., Вопиловская О.А., Иванова В.В., Разуваева Е.И., Супруненко О.И., Усов А.Н., Алексеев Д.И., Беликова О.А., Шпикерман Е.В.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000. Третье поколение. Серия Верхояно-Колымская. Лист Р-57 (Эвенск). Объяснительная записка. Минприроды России, Роснедра, ФГБУ “ВСЕГЕИ”. СПб.: ВСЕГЕИ, 2022. 519 с.
- Кузнецов В.М., Гагиев М.Х., Дылевский Е.Ф., Михайлова В.П., Палымская З.А., Шашурина И.Т., Шевченко В.М., Шпикерман В.И.* Геологическая карта и карта полезных ископаемых Колымо-Омолонского региона. Масштаб 1:500 000. Объяснительная записка. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 270 с.
- Кузнецов В.М., Палымская З.А., Шашурина И.Т., Михайлова В.П., Кошкарев В.Л.* Металлогеническая карта Колымо-Омолонского региона. Масштаб 1:500 000. Объяснительная записка. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. 190 с.
- Лычагин П.П., Дылевский Е.Ф., Ликман В.Б.* Магматизм Омолонского срединного массива // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1990. № 7. С. 17–90.
- Мозгова Н.Н., Цепин А.И.* Блеклые руды (особенности химического состава и свойств). М.: Наука, 1983. 279 с.
- Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. 2-е изд. СПб.: ВСЕГЕИ, 2008. 204 с.
- Ползуненков Г.О., Кондратьев М.Н.* RETRO: Программа для получения и обработки микрофотографий шлифов с использованием android-смартфона // *Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН*. 2023. № 1. С. 28–32.
- Соцкая О.Т., Михалицына Т.И., Савва Н.Е., Горячев Н.А., Маматюсупов В.Т., Семьшев Ф.И., Малиновский М.А.* Рудно-метасоматическая зональность молибден-порфировой системы Аксу (Северо-Восток Азии) // *Вестник СВНЦ ДВО РАН*. 2021. № 3. С. 3–17.
- Терехов М.И., Лычагин П.П., Мерзляков В.М., Жуланова И.Л., Дылевский Е.Ф., Палымский Б.Ф.* Объяснительная записка к Геологической карте между-речья Сугоя, Коркодоно, Омолон, Олоя, Гижиги

- масштаба 1:500 000. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1984. 144 с.
- Тихомиров П.Л.* Меловой окраинно-континентальный магматизм Северо-Востока Азии и вопросы генезиса крупнейших фанерозойских провинций кремнекислого магматизма. М.: ГЕОС, 2020. 376 с.
- Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Цыганков А.А.* U-Pb изотопное датирование цирконов из PZ₃-MZ магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставление с SHRIMP данными // Геология и геофизика. 2016. № 1. С. 241–258.
- Шатова Н.В., Серегин С.В.* Новые данные о возрасте интрузивных пород намындыканского и викторинского комплексов южной части Омолонского массива (Магаданская область) // Региональная геология и металлогения. 2023. № 93. С. 5–27.
- Ahmed A., Crawford A.J., Leslie C., Phillips J., Wells T., Garay A., Hood S.B., Cooke D.R.* Assessing copper fertility of intrusive rocks using field portable X-Ray fluorescence (pXRF) data // *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*. 2019. V. 20.
- Bea F., Morales I., Molina J.F., Montero P., Cambeses A.* Zircon stability grids in crustal partial melts: implications for zircon inheritance // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2021. V. 176.
- Boynnton W.V.* Geochemistry of rare Earth elements: meteorite studies // *Rare Earth Element Geochemistry* / Ed. P. Henderson. Amsterdam, Netherlands: Elsevier, 1984. P. 63–114.
- Cathles L.M., Erend A.H.J., Barrie T.* How long can a hydrothermal system be sustained by a single intrusive event? // *Economic Geology*. 1997. V. 92(7–8). P. 766–771.
- Cathles L.M., Shannon R.* How potassium silicate alteration suggests the formation of porphyry ore deposits begins with the nearly explosive but barren expulsion of large volumes of magmatic water // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2007. V. 262. P. 92–108.
- Defant M.J., Drummond M.S.* Derivation of Some Modern Arc Magmas by Melting of Young Subducted Lithosphere // *Nature*. 1990. V. 347. P. 662–665.
- Donough W.F., Sun S.* Composition of the Earth // *Chem. Geol.* 1995. V. 120. P. 223–253.
- Duan M., Niu Y., Sun P., Chen S., Juanjuan K., Jiyong L., Zhang Y., Hu Y., Shao F.* A simple and robust method for calculating temperatures of granitoid magmas // *Mineralogy and Petrology*. 2021. V. 116. P. 93–103.
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Ellis D.J., Frost C.D.* A geochemical classification for granitic rocks // *J. Petrol.* 2001. V. 42. P. 2033–2048.
- Garwin S.* The geologic setting of intrusion-related hydrothermal systems near the Batu Hijau porphyry copper-gold deposit, Sumbawa // *Society of Economic Geologists*. 2002. Special Publication. 9. P. 333–366.
- Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y.* GLITTER: Data reduction software for laser ablation ICP-MS // *Mineralogical Association of Canada*. 2008. V. 40. P. 204–207.
- Holland T., Blundy J.* Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1994. V. 116. P. 433–447.
- Hora J.M., Kronz A., Möller-McNett S., Wörner G.* An Excel-based tool for evaluating and visualizing geothermobarometry data // *Computers and Geosciences*. 2013. V. 56. P. 178–185.
- Ishihara S.* The granitoid series and mineralization // *Economic geology*. 1981. V. 75. P. 458–484.
- Jarosewich E., Nelson J.A., Norbers J.A.* Reference samples for electron microprobe analysis // *Geostandards Newsletter*. 1980. V. 4. P. 43–47.
- Kay R.W., Kay S.M.* Delamination and delamination magmatism // *Tectonophysics*. 1993. V. 219. P. 177–189.
- Laurence N. Warr.* IMA-CNMNC approved mineral symbols // *Mineralogical Magazine*. 2021. V. 85(3). P. 291–320.
- Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G.* Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International mineralogical association commission on new minerals and mineral names // *Mineral. magazine*. 1997. V. 61. № 2. P. 295–321.
- Li L.X., Song Q.H., Wang D.H., Wang C.H., Qu W.J., Wang Z.G., Bi S.Y., Yu C.* Re–Os isotopic dating of molybdenite from the Fuanpu molybdenum deposit of Jilin Province and discussion on its metallogenesis // *Rock and mineral analysis*. 2009. V. 28. P. 283–287.
- Loucks R.R.* Distinctive composition of copper-ore-forming arc magmas // *Australian Journal of Earth Sciences*. 2014. V. 61. P. 5–16.
- Mutch E.J.F., Blundy J.D., Tattitch B.C., Cooper F.J., Brooker R.A.* An experimental study of amphibole stability in low-pressure granitic magmas and a revised Al-in-hornblende geobarometer // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2016. V. 171.
- Pearce J.A., Harris N.B., Tindle A.G.* Trace elements discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *Journal of Petrology*. 1984. V. 25. P. 956–983.
- Peccerillo R., Taylor S.R.* Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area,

- northern Turkey // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1976. V. 58. P. 63–81.
- Powell R., Holland T.J.B.* Optimal geothermometry and geobarometry // *American Mineralogist*. 1994. V. 79. P. 120–133.
- Prokofiev V.Y., Naumov V.B.* Ranges of physical parameters and geochemical features of mineralizing fluids at porphyry deposits of various types of the Cu–Mo–Au system: Evidence from fluid inclusions data // *Minerals*. 2022. V. 12(5). 529. P. 1–23.
- Putirka K.* Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes // *American Mineralogist*. 2016. V. 101. P. 841–858.
- 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.
- Seedorf E., Dilles J.H., Proffett J.M., Einaudi M.T., Zurcher L., Stavast W.J.A., Johnson D.A., Barton M.D.* Porphyry deposits: Characteristics and origin of hypogene features // *Economic geology*. 2005. V. 100. P. 251–298.
- Schmidt M.W., Thompson A.B.* Epidote in calc-alkaline magmas: An experimental study of stability, phase relationships, and the role of epidote in magmatic evolution // *American Mineralogist*. 1996. V. 81. P. 462–474.
- Sillitoe R.H.* Porphyry copper system // *Economic geology*. 2010. V. 105. P. 3–41.
- Sillitoe R.H., Hedenquist J.W.* Linkages between volcanotectonic setting, ore-fluid composition and epithermal precious-metals deposits // *Economic geology*. 2003. Special Publication 10. P. 315–343.
- Steiger R.H., Jager E.* Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1977. V. 36. P. 359–362.
- Stacey J. S., Kramers I.D.* Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 26. P. 207–221.
- Van Achterbergh E., Ryan C.G., Jackson S.E., Griffin W.L.* Data reduction software for LA-ICP-MS: appendix // *Mineralogical Association of Canada*. 2001. V. 29. P. 239–243.
- Vermeesch P.* IsoplotR: a free and open toolbox for geochronology // *Geoscience Frontiers*. 2018. V. 9. P. 1479–1493.
- Wiedenbeck M., Alle' P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., Von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W.* Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses // *Geostandard Newsletter*. 1995. V. 19. P. 1–23.
- Williams I.S.* U–Th–Pb Geochronology by Ion Microprobe // *Reviews in Economic Geology*. 1998. V. 7. P. 1–35.
- Williamson B.J., Herrington R.J., Morris A.* Porphyry copper enrichment linked to excess aluminum in plagioclase // *Nature Geosci.* 2016. V. 9. P. 237–241.
- Yang X.* Estimation of crystallization pressure of granite intrusions // *Lithos*. 2017. V. 286–287. P. 324–329.

**Labaznoe Porphyry Ore-Magmatic System
(Omolon Craton Terrain, North-East of Russia):
Age, Mineralogy of Mineralization and Mineral Thermobarometry
of Ore-Hosting Granitoids of the Viktorinsky Complex**

V. Yu. Solov'ev^{1,*}, V. V. Priymenko^{1,}, G. O. Polzunenkov^{1,***}, M. I. Fomina¹,
T. I. Mikhailitsyna¹, A. M. Gagieva¹, V. B. Khubanov², P. P. Kolegov¹, V. V. Akinin¹**

¹*North-Eastern Complex Research Institute named after N. A. Shilo, Far Eastern Branch
of the Russian Academy of Sciences, Portovaya str., 16, Magadan, 685000 Russia*

²*Dobretsov Geological Institute SB RAS, Sakhyanova str., 6a, Ulan-Ude, 670047 Russia*

**e-mail: solovev@neisri.ru*

***e-mail: priymenkovladimir@gmail.com*

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

New data are presented on the age (U–Pb, LA-SF-ICP-MS: 86 ± 1 Ma) of quartz monzodiorites of the Viktorinsky complex of the Kongin magmatic zone of the Omolon cratonic terrane. The Labaznoye ore occurrence, bearing veinlet-stockwork sulfide-quartz and vein polymetallic mineralization, is localized within the intrusive-dome uplift, in the central part of which a stock of monzodiorites of the Viktorinsky complex is exposed. The petrographic and geochemical characteristics and mineral thermobarometry of the ore-hosting quartz monzodiorites are presented. The mineralogy of the ores is characterized and an estimate of the isotopic age (K–Ar: 82 ± 4 Ma) of sericite crystallization from the near-vein contact with the monzodiorite intrusion are characterized. Based on geological relationships and isotope-geochronological data, a paragenetic relationship was established between molybdenum-porphyry mineralization and the stage of Late Cretaceous magmatism — the intrusion of granitoid bodies of the Viktorinsky complex. The stages of formation of paragenetic mineral associations were reconstructed in the sequence magnetite-quartz, molybdenite-quartz, sulfide-quartz; the hypogene stage ends with a polymetallic mineralization. The isotope dating materials of ores and ore-hosting granitoids in the study region indicate a Late Cretaceous (Coniacian-Campanian) age of porphyry ore-magmatic systems of the Konginsky magmatic zone.

Keywords: porphyry ore-magmatic system, isotopic age, mineralogy, petrography, thermobarometry

УДК 550.34,551.24,51-73

О СЕЙСМИЧЕСКОМ ПРОГНОЗЕ, СВЯЗИ СЕЙСМИЧЕСКИХ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ И КОНЦЕПЦИИ ИНФОРМАЦИОННОЙ ОПРЕДЕЛЕННОСТИ

© 2025 г. А. В. Соломатин

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,
бульвар Пийпа, 9, Петропавловск-Камчатский, 683006 Россия
e-mail: alf55@mail.ru*

Поступила в редакцию 24.04.2024 г.
После доработки 08.08.2024 г.
Принята к публикации 28.10.2024 г.

Рассмотрен в общем виде ряд проблем, решаемых в той или иной мере при прогнозе наиболее опасных — сильнейших землетрясений. В качестве важнейших из них представлены следующие: эффективность сейсмического прогноза на основе представления о сценариях — базовых закономерностях развития очагов сильнейших землетрясений; мониторинг развития таких сценариев на основе сейсмологических данных; моделирование связи сейсмических и геодинамических процессов, определяющих эти сценарии. Для решения последних двух проблем предложено использовать представления об энергетическом и динамическом спектрах сейсмической активности геосреды, а особенностью предлагаемого решения является введение математической концепции информационной определенности. В качестве примера использования предложенных методик в статье представлено обоснование гипотетического многолетнего колебательного движения при погружении океанической плиты в Камчатской зоне субдукции с периодом около 8.57 лет. Предполагается, что такие колебания в существенной мере определяют наиболее вероятные периоды возникновения региональных сильнейших землетрясений.

Ключевые слова: сейсмический прогноз, сейсмический мониторинг, спектр сейсмического процесса, геодинамическая модель, зона субдукции, нечеткие оценки, информационная определенность

DOI: 10.31857/S0203030625010055, EDN: HGNCWZ

ВВЕДЕНИЕ

Сейсмичность в самом широком диапазоне масштабов является одним из наблюдаемых проявлений динамических процессов развития сложной, близкой к критическому состоянию сейсмоактивной геосреды. При этом в сейсмическом процессе отражаются, с одной стороны, собственная активность ее самых различных компонентов, с другой — ее активные отклики на внешние воздействия различной природы. Все это определяет существенную сложность изучения закономерностей развития геосреды на основе сейсмологических данных, в том числе и в важнейшем практическом

направлении — прогнозировании наиболее опасных — сильнейших землетрясений.

В то же время, геодинамические процессы на всех уровнях их иерархии в определенной степени инерционны и, как следствие, несмотря на многообразие сценариев развития, они, как и их отражение в сейсмическом и других процессах, в значительной степени предсказуемы.

Исходя из вышесказанного, проблему сейсмического прогноза нужно рассматривать не в соответствии с общим принципом отнесения землетрясений к критическим проявлениям в развитии геосреды, а на основе разделения периода подготовки его очага на длительный

предсказуемый сценарный интервал развития и относительно короткий интервал критического состояния некоторой эффективной для генерации главного события области. Именно на неопределенность исхода последнего этапа в идеальном случае должна распространяться вся неопределенность прогноза. Заметим, что на основе такого представления рационально предсказывать не столько само землетрясение, сколько критическое возрастание его вероятности.

На сценарном принципе построен метод долгосрочного сейсмического прогноза (ДССП), представленный в трудах академика РАН С.А. Федотова [Федотов, 1965, 1968, 2005; и др.] Сейсмический прогноз на основе метода ДССП предполагает в качестве оптимальной стратегии сочетание апробированного на протяжении уже почти шести десятилетий долгосрочного сценария — сейсмического цикла развития очагов сильнейших землетрясений с развитием других сценариев уточнения сейсмической опасности [Федотов и др., 2008, 2011; и др.]

Для оценки интервала критического повышения вероятности сильнейшего землетрясения в методе ДССП используется двухсуточный сценарий сильных ($M \geq 6$) форшоков, в четверти случаев предвещающих сильнейшие ($M \geq 7.7$) Тихоокеанские землетрясения [Федотов и др., 1993, 2005, 2012].

Проблема долгого отсутствия в методе ДССП среднесрочного сценария была решена в работе [Соломатин, 2021б], но в то же время, для создания полной системы изучения свойств сейсмического процесса и прогноза развития сильнейших землетрясений в настоящее время требуется построение методики сейсмического мониторинга более адекватной имеющимся представлениям, чем известные.

Потенциально задача сейсмического мониторинга могла бы решаться на основе развитых методик Epidemic Type Aftershock Sequences (ETAS) [Ogata, 1988, 1998; Baranov et al., 2019; и др.]. Однако в их основе лежит неоднозначная характеристика сейсмического процесса — уровень сейсмической активности.

Иной, на основе достаточно полного комплекса параметров A_{10} , A_{11} и D , подход к определению уровня активности сейсмического процесса используется в методе ДССП. Указанные

параметры отражают, соответственно, сейсмическую активность исследуемого участка сейсмогенной зоны в диапазоне относительно слабых ($K = 10-11$), средних (условно: $K = 11-12$) и наиболее сильных землетрясений (параметры A_{10} , A_{11} и D соответственно).

Важной характеристикой сейсмического процесса, связывающей в самом первом приближении параметры A_{10} , A_{11} и D , является основной параметр закона Гутенберга–Рихтера (ЗГР) — наклон графика повторяемости землетрясений. В то же время относительная независимость этих параметров [Федотов и др., 2008] приводит к идее более общих представлений о распределении величин сейсмических событий.

Такая идея в виде концепции энергетического баланса сейсмического процесса была предложена в работе [Соломатин, 2011], а в еще более общем виде, на основе представления об энергетическом спектре сейсмического процесса, успешно применена в статье [Соломатин, 2021б]. Тем не менее, даже такое, максимально общее — спектральное представление неэффективно в неизменном виде для построения детального сейсмического мониторинга. Решение этой проблемы в качестве математической концепции является одним из основных направлений настоящего исследования.

Необходимо заметить, что метод ДССП развивался на базе представлений о самых общих сценариях развития сейсмотектонического процесса в качестве наиболее адекватной основы совместного использования с прогнозными данными других методов, в частности М8 [Матвиенко, 1998]. В то же время, в случае построения детальных и комплексных сценариев, в том числе совместно с данными других геофизических методов наблюдений за состоянием геосреды [Gavrilov et al., 2022; и др.], согласование результатов разумно искать на основе общих представлений, что и определяет важность развития концепции отражения в сейсмическом процессе изменений динамических процессов в геосреде.

Нельзя не отметить, что это направление уже представлено авторитетными исследователями. В качестве наиболее характерных в отечественной литературе можно представить исследования Ю.Л. Ребецкого [Ребецкий и др., 2017]. Несмотря на теоретическую развитость используемых в таких исследованиях представлений

о связи геодинамики и механизма сейсмических очагов, исходный материал построения такой связи также не может быть основой детального мониторинга.

О важности развития в настоящее время концептуального подхода к решению сейсмологических задач

Учитывая, что предложенная работа посвящена решению ряда многолетних исследованных проблем сейсмологии, для лучшего понимания ее сути необходимо указать на ее поисковую, на уровне концепций, направленность.

Естественные пути доказательства полезности концептуальных исследований — доведение используемых в них гипотез либо до адекватного современным теоретическим представлениям уровня, либо — получение на их основе адекватного практического результата, в том числе и в качестве гипотетической основы новых теорий. Первый путь — традиционный, но при существующем разрыве между накопленным материалом наблюдений и современными теоретическими воззрениями представляется автору достаточно спорным. Второй путь представляет более естественное, “эволюционное” (а не “доказательное”) направление развития теоретических представлений. Автор является приверженцем второго подхода, а в качестве практического результата обычно, не исключая и этой статьи, использует построение сейсмического прогноза, проверяемого как ретроспективно, так и в реальном времени.

СЦЕНАРНЫЙ ПОДХОД К ПРОГНОЗУ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Сценарные представления, как непосредственные обобщения известных закономерностей, являются важным звеном, связывающим сейсмический прогноз с наблюдениями за развитием сейсмического процесса в активной геосреде, а в итоге — и динамических процессов, происходящих в ней. В методе ДССП сценарные представления основаны, с одной стороны, на закономерностях, определяющих в наиболее общем виде цикл развития очагов сильнейших ($M \geq 7.7$) землетрясений, а с другой — на детализации закономерностей их развития на III, заключительной стадии. Для очагов

землетрясений Курило-Камчатской дуги длительность сейсмического цикла составляет $T = 140 \pm 60$ лет, а заключительной стадии — 15–20 лет [Федотов, 1968, 2005; Федотов и др., 2008].

Сценарии, используемые в работах С.А. Федотова, а также в работе [Соломатин, 2021б], предназначены, в первую очередь, для построения долгосрочных, а также среднесрочных прогнозов с их последующим возможным краткосрочным сценарным уточнением. Вместе с тем, практическое применение метода ДССП предполагает также и фактор краткосрочной критической неопределенности в развитии очага, которая эффективно для практических задач моделируется сценарием форшоков [Федотов и др., 1993].

Важным направлением развития сценарного подхода к прогнозу землетрясений является концепция периодичности (квазипериодичности в общем случае) развития сейсмического процесса, обусловленной как факторами внешней природы [Широков, 1977; Широков, Серафимова, 2006; Гусев, 2008], так и свойствами самой геосреды [Хаин, Халилов, 2008; Федотов и др., 2011; Соломатин, 2014, 2021б]. Важно, что эта концепция потенциально предполагает и гипотезу о квазипериодичности возникновения временных интервалов критического развития очагов сильнейших землетрясений. Такие интервалы проявляются существенно (на годы) удаленными от основного события сейсмическими активизациями — нереализованными в прошлом сильнейшими событиями — и являются важным фактором для повышения эффективности сейсмических прогнозов.

Здесь необходимо отметить, что концепция квазипериодичности геодинамических процессов, используемая автором на основе результатов [Федотов и др., 2011; Соломатин, 2014, 2021б], предполагает очень высокую (с отклонением в первые проценты), учитывая сложность свойств геосреды, точность определения периодов.

В целом, развиваемую на основе метода ДССП концепцию сценарного подхода к прогнозу землетрясений характеризуют следующие особенности:

— максимальное внимание в методе ДССП уделяется наиболее опасным — сильнейшим —

землетрясениям, определение вероятных мест и закономерностей развития очагов которых является первоочередной задачей, при этом такие закономерности в существенной мере определяют весь региональный сейсмический процесс;

— метод ДССП предполагает последовательное согласование долгосрочного, среднесрочного и краткосрочного, на основе непосредственных форшоков, сценариев развития очагов сильнейших землетрясений;

— в общем случае уточнения сейсмической опасности потенциальных очагов сильнейших землетрясений на основе краткосрочных сценариев важной задачей является определение соответствующих этим сценариям критических временных интервалов.

МЕТОДИКА ДЕТАЛЬНОГО МОНИТОРИНГА СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА

Широкое разнообразие геодинамических процессов, а также предполагаемый ускоренный характер их протекания при приближении к критической стадии развития очага землетрясения требуют разработки методик сейсмического мониторинга более развитых, чем существующие. В настоящей статье в качестве основы такой методики было выбрано представление об энергетическом и динамических спектрах сейсмического процесса, которые, как предполагается, в максимальной по отношению к обычным представлениям о сейсмическом потоке степени отражают динамику развития геосреды.

С учетом иерархичности изучаемых процессов предлагаемая методика мониторинга должна быть применима для широкого диапазона временных представлений: от обзорных — долгосрочных, до наиболее детальных — событийных. Этому условию удовлетворяют кумулятивные временные ряды, оптимальным образом выделяющие значимые тренды используемых параметров в любом временном масштабе.

Все это, а также идея о предпочтительности вероятностно-информационного представления сейсмологических данных легли в основу предлагаемой ниже методики.

Рассмотрим временной ряд значений энергетических классов землетрясений [Федотов,

1972] — $K(t)$, чьи гипоцентры относятся к некоторой достаточно однородной сейсмогенной области. Представим величины этих землетрясений в шкале обобщенного энергетического класса Федотова — K^F [Соломатин, 2021б, 2022б]. Тогда в предельном, невозмущенном и энергетически равновесном [Соломатин, 2011] состоянии сейсмоактивной среды общая выборка значений параметра $K^F(t)$ в максимальной степени подчиняется ЗГР с величиной наклона графика повторяемости $\gamma_0 = 1/2$.

В соответствии с ЗГР для указанной выборки, представленной в виде упорядоченных величин K^F с минимальным значением K_{\min}^F , выполняется соотношение:

$$\lg(1 - P(K_i^F)) = -\gamma_0 \cdot (K_i^F - K_{\min}^F) \quad (1)$$

или:

$$P(K_i) = 1 - 1/(E_i/E_{\min})^{\gamma_0}, \quad (2)$$

где $E = 10^K$ — сейсмическая энергия [Федотов, 1972].

На практике функция распределения $P(K)$ может быть построена на основе упорядоченных нормированных рангов значений параметра K^F , при этом величины $P(K)$, а следовательно и величины $1/(E/E_{\min})^{\gamma_0} = 1/(E/E_{\min})^{1/2}$, распределены равномерно в диапазоне $[0; 1]$ ¹. Таким образом, величины землетрясений в случае гипотетически невозмущенного сейсмического процесса представлены в Р-шкале плоским спектром. Заметим, что выражение $S = E^{1/2}$ определяет условные деформации по Беньофу, поэтому равномерно распределенными можно считать обратные этим деформациям величины S_{\min}/S [Соломатин, 2022б].

Для дальнейшего важно, что параметр P в его наиболее общем виде, условно $P(X)$, имеет дополнительный смысл оценки возможности отнесения события X к нечеткому классу больших его значений².

Для представления особенностей Р-шкалы в случае сейсмологических данных используем

¹ В (1) и (2), а также в дальнейшем вместо закрытого интервала $[0; 1]$ приближенно применяется открытый $]0; 1[$.

² Переход от конкретных величин к их нечетким оценкам вполне продуктивен, в частности, в теории возможностей или при логистическом регрессионном анализе.

выражение уже для произвольной величины γ [Аки, 1965]:

$$\gamma = -\lg(e) / (K_{\text{med}}^F - K_{\text{min}}^F). \quad (3)$$

Взяв за основу выражения (1) и (3), приняв в качестве предела средних оценок K_{med}^F отдельные значения последовательности — K^F , а также введя параметр $g = 1/\gamma$ и перейдя от десятичного к натуральному логарифму, построим точечные оценки:

$$g(K^F)/g_0 = -\ln(P(K^F)), \quad (4)$$

$$g'(K^F)/g_0 = -\ln(1 - P(K^F)), \quad (5)$$

где $g_0 = 1/\gamma_0 = 2$.

Заметим, что в выражениях (4) и (5) при определении вариаций коэффициента g/g_0 больший вес имеют наиболее слабые, а коэффициента g'/g_0 — наиболее сильные события. Такое представление о двух параметрах, описывающих вариации спектра величин событий сейсмического процесса, в полной мере согласуется с представлением о характере энергетического баланса последнего [Соломатин, 2011].

С учетом тождественных замен $f(K^F) \equiv f(K^F(t)) \equiv f(t)$ используем оценки на основе выражений (4) и (5) для построения следующих временных рядов:

$$\begin{aligned} C(t) &= \sum g(t)/g_0 = -\sum \ln(P(t)) \text{ и } C'(t) = \\ &= \sum g'(t)/g_0 = -\sum \ln(1 - P(t)). \end{aligned} \quad (6)$$

Эти ряды, на основе расширения представлений ЗГР, отражают в кумулятивном виде отклонения спектра величин событий сейсмического процесса от базового.

Математический смысл логарифмического представления таких отклонений будет пояснен дальше, сейчас же, рассматривая преобразование $\ln(P)$ и $\ln(1 - P)$ в качестве нелинейных фильтров для асимметричного выделения вариаций Р-спектра в двух разных частях его диапазона, в качестве симметричной альтернативы можно ввести ряды:

$$\begin{aligned} C^0(t) &= \sum (P(t) - 0.5) \text{ и } C'^0(t) = \\ &= \sum (0.5 - P(t)) = -C^0(t), \end{aligned} \quad (7)$$

где $\overline{P(t)} = 0.5$.

Ряды (7) отражают в интегральном виде текущую биполярную определенность преобладания событий верхней или нижней частей Р-спектра. Поскольку параметр P может измеряться в шансах, то условно, в тех же единицах, но кумулятивно и по отношению среднему уровню измеряются и параметры $C(t)$.

Характерной особенностью геодинамических процессов является дискретные переходы между относительно стабильными состояниями геосреды на различных уровнях ее иерархической структуры. Эти переходы, определяемые как внутренними, так и внешними процессами, на практике обычно отображаются в качестве ступенчатых кумулятивных графиков степеней энергии последовательности событий, а именно: $\Sigma E^0(t)$, $\Sigma E^{1/2}(t)$, $\Sigma E(t)$. Примеры содержательной интерпретации рядов $\Sigma E(t)$ представлены в [Федотов и др., 1987, 2011].

Учитывая вышесказанное, обычно используемый в сейсмологии список кумулятивных рядов можно дополнить рядом $\Sigma E^{-1/2}(t)$, эквивалентным ряду $\Sigma P(t)$. Более того, все эти степенные ряды можно дополнить еще и рядами (6) на основе логарифмирования. Таким образом, общий смысл построения всех указанных рядов — выделение в качестве фильтров определенных особенностей сейсмического процесса. В результате возникает идея построения и других подобных фильтров в наибольшей степени отражающих связь вариаций характеристик сейсмического процесса и вариаций соответствующих им геодинамических условий.

ИНФОРМАЦИОННЫЙ ПОДХОД К МОНИТОРИНГУ СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА. ИНФОРМАЦИОННАЯ ОПРЕДЕЛЕННОСТЬ

Несмотря на простоту идеи подбора фильтра, необходимого для отображения того или иного аспекта геодинамических условий на основе представлений о “естественных” сейсмологических параметрах, этот подход вряд ли можно считать достаточно общим по сравнению с информационным подходом.

Для начала рассмотрим информационный аспект использования Р-параметра, введенного выше на основе энергетического класса K , в общем виде $P(X)$. Пусть рассматриваемая

выборка наблюдаемого параметра X имеет объем N . Построим следующую функцию плотности распределения:

$$U(X) = 2 \cdot P(X)/N = 2 \cdot P(X) \cdot Q(P). \quad (8)$$

Здесь учтено, что $\overline{P(X)} = 0.5$ и $Q(P)$ — детерминированное, с нулевой информационной составляющей, распределение: $Q(P) \equiv Q(P(X)) \equiv Q(X) = 1/N$.

Для каждого из значений X выражение (8) определяет нормированную вероятность того, что оно относится к классу больших ($P(X) \rightarrow 1$ с учетом определения $P(X)$).

Построим дивергенцию Кульбака–Лейблера (ДКЛ) для следующих распределений: оцениваемого — $U(X)$ и эталонного — $Q(X)$:

$$D_0 = \sum Q(X) \cdot \ln[Q(X)/(2 \cdot P(X) \cdot Q(X))] \quad (9)$$

или с учетом

$$1/N \cdot \sum \ln(P(X)) = \overline{\ln(P(X))} = -1 :$$

$$D_0 = -\ln(2) + 1. \quad (10)$$

Перейдем к временному аспекту задачи, построив ненормированную — кумулятивную по времени за вычетом среднего оценку ДКЛ:

$$D(t) = \sum (\ln(Q(t) / (2 \cdot P(t) \cdot Q(t)) - D_0)), \quad (11)$$

тогда:

$$D(t) = -\sum (\ln(P(t)) + 1). \quad (12)$$

Таким образом, информационный вклад, вносимый параметром P , отражается мерой Хартли, что вполне ожидаемо.

Сопряженный для (12) ряд:

$$D'(t) = -\sum (\ln(1 - P(t)) + 1). \quad (13)$$

Система выражений (12) и (13) эквивалентна системе (6). Таким образом, представленный выше точечный мониторинг на основе расширенных представлений ЗГР эквивалентен информационной модели мониторинга вариаций энергетического спектра.

Для дальнейшего важно, что в случае сейсмотектонического процесса информационные вклады отдельных событий в выражениях (12) и (13) в общем случае не являются полностью случайными, а отражают в кумулятивном виде

текущие, вполне закономерные переходы между его состояниями. В качестве важной характеристики таких переходов предлагается на основе выражений (12) и (13) ввести концепцию их информационной определенности. Сказанное выше условно относится и к выражениям (7), которые являются дополнительным гипотетическим представлением о линейном в Р-шкале вкладе сейсмических событий в аналогичную информационную определенность, но на основе аддитивного, а не мультипликативного принципа³.

Достоинства вводимой таким образом математической концепции заключаются, во-первых, в существенном обобщении наблюдений статистически устойчивыми ранговыми соотношениями, во-вторых — в удобстве построения на основе таких наблюдений информационно-вероятностных моделей.

Также необходимо заметить, что существенно обобщенная оценка информационной определенности вариаций сейсмического процесса не является единственно возможным результатом мониторинга на ее основе. В частности, конкретные оценки для предварительно выделенных на ее основе характерных интервалов времени могут быть вычислены дополнительно.

ОЦЕНКА СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ НА ОСНОВЕ Р-ПАРАМЕТРОВ

Рассмотрим некоторую однородную сейсмоактивную область. С учетом параметра $P^K(t)$, отражающего нечеткую оценку величины очередного события $K(t)$ в этой области, и параметра $P^T(t)$, отражающего такую же оценку уверенности в малости интервала между наблюдаемым и предыдущим событиями в этой же области, построим временной ряд:

³Условно можно говорить о спектре выражений для построения Р-шкалы на основе интервала между представлениями об аддитивном и мультипликативном принципах, аналогично тому, как первоначальное представление об энтропии осложнено в настоящее время целым рядом других представлений, в частности — спектром энтропий Реньи или Тсаллиса. Но это сильно усложняет задачу, либо переводя ее в существенно математическую плоскость, либо требуя построения рассматриваемой концепции на значительно более высоком уровне представлений о свойствах анализируемых данных.

$$P^A(t) = 1 - \left((1 - P^K(t)) \cdot (1 - P^T(t)) \right)^{0.3}, \quad (14)$$

где степень 0.3 выбрана достаточно произвольно и служит для удовлетворительного приближения функции распределения произведения P -параметров к линейному виду.

Кумулятивная зависимость:

$$C^A(t) = \sum (P^A(t) - P^A_{\text{med}}) \quad (15)$$

по типу рядов (7) определяет вариации информационной определенности высокой сейсмической активности в равной степени как на основе $P^K(t)$, так и на основе $P^T(t)$.

Аналогично можно определить эти вариации в шкале информационной определенности по типу выражения (12), но с использованием десятичных логарифмов:

$$D^A(t) = -\sum \left(\lg(P^A(t)) - \overline{\lg(P^A(t))} \right). \quad (16)$$

ПОСТРОЕНИЕ И ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МЕТОДИКИ ДЕТАЛЬНОГО МОНИТОРИНГА СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ДИНАМИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ ГЕОСРЕДЫ

Результаты работы [Соломатин, 2014] указали на связь на уровне квазипериодичностей вулканической и сейсмической активности не только в Камчатском сегменте Курило-Камчатской дуги, но и во всем регионе. Этот факт позволяет предположить поступательно-колебательный характер в региональном масштабе погружающейся плиты как одной из наиболее вероятных причин такой связи.

Для проверки соответствия этой геодинамической концепции сейсмологическим данным далее предложена определенная концепция связи характеристик сейсмического процесса и геодинамических условий в зоне субдукции. Хотя полученные в результате этого анализа выводы не претендуют на полноту, сама успешность такого обоснования может служить весомым аргументом в пользу перспективности предлагаемого направления мониторинга вариаций геодинамики сейсмоактивной среды на основе сейсмических данных.

Выделим в качестве наиболее важных следующие два фактора геодинамического процесса в зоне субдукции: сброс и перераспределение напряжений. Отметим, что первому из них в большей мере отвечают сильные сейсмические события, а второму — фоновые, слабые⁴. На основе такого представления можно предложить следующую модель связи между свойствами сейсмического процесса в некоторой области зоны субдукции, заданной в виде контакта двух бортов разрыва, и геодинамическими условиями в ней: аномально большое количество сильных событий в этой области несет информацию об относительном преобладании в ней тангенциальных напряжений, а высокая активность в диапазоне фоновых событий — нормальных напряжений.

В качестве рабочего материала в статье использован региональный каталог землетрясений КФ ФИЦ ЕГС РАН Камчатского участка сейсмогенной зоны в диапазоне географических координат: 49–55° с. ш. и 153–163° в. д. Для построения выборки сейсмических событий в качестве минимального значения энергетических классов этого каталога использовалась величина $K_S = 8.5$, обеспечивающая ее достаточную полноту.

Учитывая влияние на геодинамику региона сильнейшего глубокого Охотоморского землетрясения 24 мая 2013 г., данные были ограничены периодом 2015–2023 гг. Также из рассмотрения исключен 3-суточный интервал сейсмической активизации, связанный с сильным ($M = 7.5$) землетрясением, произошедшим в задуговой области 25 марта 2020 г., и отражающим процессы собственно в зоне субдукции скорее косвенным образом.

Данные о сейсмических событиях полученной таким образом выборки были разбиты по глубинам гипоцентров на два диапазона с границей на глубине $H = 100$ км.

Для определения характера воздействия на сейсмический процесс вариаций нормально-го (N) напряжения в соответствии с введенной гипотезой была выбрана зависимость (16),

⁴ Можно отметить чрезвычайную простоту постановки в терминах нечетких оценок сложных в традиционном для сейсмологии параметрическом представлении задач.



Рис. 1. Вариации информационной определенности на основе выражения (17) для неглубоких — $D_U(t)$ (черные точки) и глубоких — $D_L(t)$ (серые точки) землетрясений Камчатского участка сейсмогенной зоны. Пунктирные линии — аппроксимации зависимостей D гармонической частью зависимости (19) — функцией $F_G(t)$ с периодом $T = 8.57$ лет и экстремумом в точке 17.VII 2017 г. Приведены также характерные региональные события за период с 2015 г.

которая выделяет минимальную сейсмическую активность:

$$D_N(t) = -\sum((\lg(P^A(t)) - \overline{\lg(P^A(t))}) \quad (17)$$

Аналогично для отображения преобладания воздействия вариаций тангенциальных (T) напряжений исследовался ряд на основе выражений (12) и (13):

$$D_T(t) = -\sum(\lg(1 - P^K(t)) - \lg(P^K(t))), \quad (18)$$

выделяющий вклад в энергетический спектр наиболее сильных событий по отношению к вкладу наиболее слабых.

Графики на рис. 1, построенные на основе выражения (17), указывают на различия в знаках вариаций параметра $D_N(t)$ для глубоких (L) и неглубоких (U) событий, что вполне согласуется с введенной моделью колебательных движений погружающейся океанической плиты вокруг достаточно глубокой оси. При этом в исследуемый период кумулятивные вариации нормальных напряжений для каждого из выделенных диапазонов глубин гипоцентров вполне удовлетворительно описываются зависимостью на основе общей гармонической функции $F_G(t) = \pm \cos(2 \cdot \pi \cdot (t - t_0) / T)$ с периодом T , близким к 9-ти годам.

Полный вид зависимости $N(t) \sim D_N(t)$ можно записать в мультипликативной форме на

основе введения некоторой модулирующей функции $A_M(t)$:

$$\begin{aligned} N(t) &= A_M(t) \cdot F_G(t) = \\ &= A_M(t) \cdot \cos(2 \cdot \pi \cdot (t - t_0) / T). \end{aligned} \quad (19)$$

Логично попытаться на основе предлагаемой модели объяснить периодичности в диапазоне $T = 8.40 - 9.12$ лет, выявленные в геодинамическом развитии региона [Соломатин, 2014]. Достаточно хорошо для этого подходит период $T = 8.57^5$ лет. В качестве нулевой точки t_0 условно может быть принята дата сильнейшего Ближне-Алеутского землетрясения 17 июля 2017 г. Это последнее из зарегистрированных по настоящее время землетрясений класса “сильнейшие”, в существенной мере связанное с региональным сейсмическим процессом [Федотов, Соломатин, 2019].

Как показано на рис. 1, подобное выражение (19) с использованием указанных выше значений периода и нулевой точки вполне удовлетворительно представляет гармонические колебания, описываемые в идеальном виде функцией $F_G(t)$. При этом с учетом интегрального вида кривых (17) экстремальные точки

⁵ Точное задание тестируемого периода T значением 8.57 объясняется тем, что он является кратным к периоду 2.86 лет или 1044 ± 15 сут. Именно в таком интервале наблюдается удаленная по времени повышенная активность перед наибольшими ($M = 8.0$ и выше) землетрясениями региона [Соломатин, 2022a].

этой функции соответствуют гипотетическим минимальным эффективным нормальным напряжениям.

На рис. 1 показан всего один период вариаций ряда $N(t)$, что для обоснования регулярности колебательных движений в виде (19) недостаточно, при этом аналогичный анализ всех данных сильно осложнен влиянием, в частности, Охотоморского землетрясения. Но поскольку в оцениваемой концепции предполагается лишь квазипериодичность $N(t)$ и монотонность связи $N(t) \sim D_N(t)$, относительно полный анализ вполне может быть ограничен сравнением экстремумов зависимости $F_G(t)$ и моментов сильнейших региональных землетрясений.

Для такого анализа было отобрано 14 сильнейших землетрясений с 1841 г. в границах протяженного участка сейсмогенной зоны, включающего стык Курило-Камчатской и Алеутской дуг: от очага Ближне-Алеутского землетрясения 17.VII 2017 г. с $M = 7.7$ в районе о-вов Беринга и Медный до очага землетрясения 1.V 1915 г. с $M = 7.8$ в районе группы о-вов Онекотан — Шиашкотан (табл. 1).

Строка 13 в таблице соответствует прогнозу 2021 г. на основе сценарного подхода высокой (на уровне 30% на 3-летний период) опасности сильнейшего землетрясения в районе острова Парамушир — юг Камчатки [Соломатин, 2021a, 2022a] и гипотетически заполняющего пропуск в области прошлого экстремума $F_G(t)$.

Результаты сравнения времен экстремумов t_e зависимости $F_G(t)$ и моментов землетрясений t_E в виде отклонений $\Delta t_E = t_E - t_e$ представлены в таблице. Для анализа этих отклонений строки упорядочены и сгруппированы по абсолютной величине Δt_E , что отражено в последних столбцах. Серым фоном выделены данные для наиболее глубоких ($H \sim 500$ км), а жирным шрифтом — для наиболее сильных ($M \geq 8.3$) событий.

Для демонстрации относительной близости гипотетических величин нормальных напряжений в момент землетрясений с такими же гипотетическими экстремальными значениями приведены также значения $F_G(t_E)$ (см. табл. 1).

Учитывая представление о сильном влиянии на конкретное время сильнейших

землетрясений лунных приливов (в частности, интервалы между близкими парами сильнейших Курильских землетрясений: 7.IX 1918 г. — 8.XI 1918 г. и 15.XI 2006 г. — 13.I 2007 г., равные 62 и 59 сут соответственно, близки к удвоенным периодам лунного месяца — 29.53 сут), в табл. 1 представлен второй, уточненный на среднюю длительность лунного месяца вариант определения нулевой точки для построения функции $F_G(t)$, а именно: $t'_0 = t_0 + 0.081$ (в годах) или конкретная дата t'_0 : 15.VIII 2017 г.

Анализ отклонений Δt_E (см. табл. 1) указывает на вполне определенные закономерности. Прежде всего, 11 из 15 представленных событий с учетом поправки к t_0 в 0.081 года имеют отклонения Δt_E в диапазоне около полугода. Более того, разброс Δt_E в каждую из сторон для группы из 7-ми событий определен крайне узкими границами: 0.50–0.55 года. Для группы 4-х других событий полный разброс в половину меньше: 0.26–0.06 года. Важно, что к двум этим категориям относятся все наиболее сильные события. Отнесение к ним же и самых глубоких событий оправдывает общность предлагаемой геодинамической модели для всех глубин по направлению субдукции.

Лишь 4 события из 15 близки к точкам нулевых значений $F_G(t)$. Это обстоятельство вполне соответствует выделенному на рис. 1 периоду неустойчивости сейсмического процесса, когда гипотетически могут происходить достаточно необычные и не самые значимые для региона сильнейшие события, аналогичные Кроноцкому землетрясению 5.XII 1997 г., $M = 7.8$, или Жупановскому землетрясению 4.V 1959 г., $M = 7.9^6$.

С учетом свойств глубинной геосреды естественно допустить кинематическую природу вариаций нормальных напряжений, определяемых движением участков океанической плиты по нормали к ее условной плоскости. В этом

⁶Учитывая построение метода ДССП в работах С.А. Федотова также и для сейсмогенной зоны Северо-Восточной Японии, можно отметить, что сильнейшее в этом районе событие — катастрофическое землетрясение Тохоку 11.III 2011 г. с $M = 9.1$ произошло с отклонением всего в двое суток от точки нулевого значения $F_G(t)$. Вряд ли такое совпадение случайно, поэтому отмеченный факт может стать исходной точкой расширения предлагаемой модели уже на весь Курило-Камчатский регион и прилегающие к нему области.

Таблица 1. Соответствие сильнейших землетрясений Камчатского участка Курило-Камчатской сейсмогенной зоны экстремумам гармонической составляющей $F_G(t)$ зависимости (19) в период 1841–2023 гг.

| № | Дата события, t_E | M | $F_G(t_E)$ | Отклонения Δt_E (годы) | Интервалы отклонений Δt_E (годы) |
|----|----------------------|------------|-----------------|--------------------------------|--|
| 0 | 17.VII 2017 г. | 7.7 | — | — | — |
| 1 | 30.I 1917 г. | 8.0 | –0.173 / –0.115 | –1.91 / –1.99 | ±(1.65–1.91) / ±(1.71–1.99) — близкие к максимальному (±2.14 года) отклонения Δt_E |
| 2 | 5.XII 1997 г. | 7.8 | –0.241 / –0.298 | 1.81 / 1.73 | |
| 3 | 25.VI 1904 г. | 7.7 | 0.354 / 0.298 | –1.65 / –1.73 | |
| 4 | 4.V 1959 г. | 7.9 | 0.258 / 0.315 | 1.79 / 1.71 | |
| 5 | 15.XII 1971 г. | 7.9 | –0.894 / –0.919 | 0.63 / 0.55 | ±(0.42–0.63) / ±(0.50–0.55) — полугодовые отклонения Δt_E |
| 6 | 1.V 1915 г. | 7.8 | 0.896 / 0.921 | 0.63 / 0.55 | |
| 7 | 5.VII 2008 г. | 7.7 | 0.943 / 0.922 | –0.46 / –0.54 | |
| 8 | 17.V 1841 г. | 8.4 | –0.948 / –0.927 | –0.44 / –0.52 | |
| 9 | 11.VI 1902 г. | 8.0 | –0.906 / –0.930 | 0.60 / 0.52 | |
| 10 | 15.IX 1905 г. | 7.8 | 0.952 / 0.932 | 0.43 / –0.51 | |
| 11 | 04.XI 1952 г. | 9.0 | –0.952 / –0.933 | –0.42 / –0.50 | (–0.18–0.14) / (–0.26–0.06) — четвертьгодовые отклонения Δt_E |
| 12 | 03.II 1923 г. | 8.4 | 0.991 / 0.982 | –0.18 / –0.26 | |
| 13 | 25.VIII 2021 г. | ≥7.8 | –0.991 / –0.982 | –0.18 / –0.26 | |
| 14 | 24.V 2013 г. | 8.3 | –0.995 / –0.999 | 0.14 / 0.06 | |

Примечание. В колонках приведены последовательно: даты сильнейших ($M \geq 7.7$) землетрясений исследуемого региона, включая доинструментальный период наблюдений, t_E ; их магнитуды на основе данных мирового каталога NEIC и данных из работ С.А. Федотова; значения функции $F_G(t_E) = \cos(2 \cdot \pi \cdot (t_E - t_0)/T)$ в двух вариантах t_0 : даты Ближне-Алеутского землетрясения 17.VII 2017 г. без поправки и с поправкой, равной средней длительности лунного месяца; отклонения времени t_E соответствующего землетрясения от времени t_e — ближайшего экстремума функции F_G в тех же двух вариантах t_0 ; интервалы отклонений Δt_E в тех же двух вариантах t_0 . Данные о времени Ближне-Алеутского землетрясения (строка 0), в том числе с указанной поправкой, служат оценкой значения t_0 .

случае экстремумы кривых на рис. 1 соответствуют крайним положениям гипотетических колебательных движений. Соответственно, в период времени после сильнейшего Ближне-Алеутского землетрясения и до конца 2021 г. проходила фаза подъема погруженной части плиты, а далее проходит фаза ее опускания.

Если движения при колебаниях плиты в разных по глубине участках погружения различны, то ее подвижки, определяемые для этих же участков влиянием вариациями тангенциальных напряжений $T(t) \sim D_T(t)$, должны быть общими (рис. 2). Эти графики, построенные для двух диапазонов глубин, описываются на основе той же функции $F_G(t)$, но со сдвигом на четверть периода:

$$T(t) = A'_M(t) \cdot F'_G(t) = A'_M(t) \cdot \sin(2 \cdot \pi \cdot (t - t_0)/T), \quad (20)$$

где $A'_M(t)$ — некая модулирующая функция формально аналогичная $A_M(t)$ в (19).

Логично предположить, что в предлагаемой модели приближение плиты к верхнему положению сопровождается ослаблением нормального напряжения в области верхней (выше предполагаемой оси колебания), наиболее жесткой зоне контакта, что, вероятно, и способствует возникновению значимых событий на всех глубинах (см. рис. 2, положительный наклон кривых). И наоборот, приближение плиты к нижнему положению приводит

к относительному дефициту достаточно сильных событий также на всех глубинах (см. рис. 2, отрицательный наклон кривых).

В целом, механизм реализации сильнейших землетрясений на основе предложенной выше идеализированной схемы периодических колебаний погружающейся плиты может быть функционально подобен анкерному часовому механизму.

ПРОГНОСТИЧЕСКИЕ ВОЗМОЖНОСТИ ПРЕДЛОЖЕННОЙ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ И ФЛЮИДОДИНАМИКА

Приведенный выше анализ (см. рис. 1, 2, табл. 1) указывает на определенный прогностический потенциал предложенной геодинамической модели. Согласно графику на рис. 1, предыдущий экстремум наблюдался 27.XI 2021 г. Следующая возможность реализации сильнейшего землетрясения в регионе, по-видимому, возникнет в годовом интервале возле следующего экстремума 11.III 2026 г.

Указанные данные должны быть отнесены к категории среднесрочного сценария, уточняющего данные прогноза на основе метода ДССП [Федотов, Соломатин, 2019] и двухтактной модели завершающей стадии развития очагов сильнейших Тихоокеанских землетрясений [Соломатин, 2021б], в рамках которого

этот же период 8.57 лет является частью более сложной временной структуры, а также на основе расширенной модели сценария форшоков, в которой периодически (с высокой временной точностью, но с существенной долей неопределенности в проявлении) возникавшие на III — завершающей стадии сейсмического цикла активизации рассматриваются в качестве потенциальных, но нереализованных возможностей возникновения сильнейших землетрясений [Соломатин, 2022а].

Обе последние модели, по-видимому, тесно связаны с флюидодинамикой сейсмогенных зон. Именно высокоподвижные флюиды способны обеспечивать высокую точность следования существенно инертных сеймотектонических процессов определенным периодичностям [Федотов и др., 2011; Соломатин, 2014], а также усиливать динамическое взаимодействие сеймотектонических процессов в значительно удаленных частях сейсмогенной зоны [Федотов, Соломатин, 2015, 2017, 2019].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Важнейшей практической задачей сейсмологических исследований по-прежнему остается прогноз наиболее опасных землетрясений. В статье рассмотрен ряд вопросов, касающихся решения этой задачи на основе базовых идей

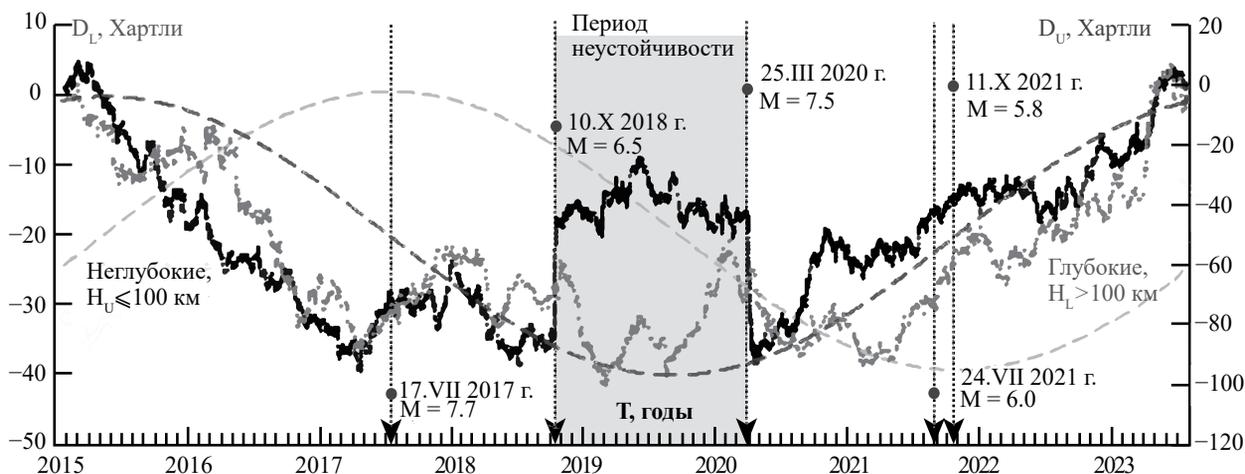


Рис. 2. Вариации информационной определенности на основе выражения (18) для неглубоких — $D_L(t)$ (черные точки) и глубоких — $D_L(t)$ (серые точки) землетрясений Камчатского участка сейсмогенной зоны.

Темная пунктирная линия — общая аппроксимация зависимостей D функцией вида $F'_G(t)$, аналогичной $F_G(t)$, но со сдвигом на четверть ее периода. Светлым пунктиром приведена аппроксимация функции $F_G(t)$ для неглубоких событий (см. рис. 1).

апробированного метода долгосрочного сейсмического прогноза (ДССП) С.А. Федотова. Наибольшее внимание при этом уделено проблеме построения детального мониторинга сейсмического процесса в приложении к исследованию определяющих его геодинамических условий.

В качестве общего положения, определяющего принципиальную возможность построения эффективных методов сейсмического прогноза, в статье развит принятый в методе ДССП принцип, определяющий предсказуемость развития очагов наиболее опасных — сильнейших — землетрясений на основе сценариев этого развития: от долгосрочных — порядка сотен лет, до краткосрочных — в несколько суток. В то же время, можно предположить короткий интервал времени, в течение которого развитие очага проходит критическую стадию. Результат прохождения этой стадии определен в значительно меньшей степени, и именно от него непосредственно зависит текущая возможность реализации сильнейшего события. Как следствие, в гипотетическом случае успешной реализации всего комплекса прогнозных сценариев, полная оценка вероятности прогнозируемого события в качестве степени роста сейсмической опасности должна относиться лишь к указанному малому периоду. Именно такой подход применяется при определении критического возрастания опасности сильнейшего землетрясения на основе сценария форшоков метода ДССП [Федотов и др., 1993].

В статье была предложена математическая концепция информационной определенности на основе нечетких оценок, обеспечивающая максимально информативное и максимально, на уровне отдельных событий, детальное представление данных мониторинга временных процессов. В качестве базовых для мониторинга сейсмического процесса использовались представления об энергетическом и динамическом спектрах сейсмического процесса, существенно расширяющие традиционные сейсмологические представления о затишьях и активизациях.

В качестве наиболее важного результата в статье предложена концептуальная модель отражения результатами детального сейсмического мониторинга геодинамических процессов.

Практическое использование указанной модели на сейсмологическом материале Камчатского региона (региональный каталог землетрясений КФ ФИЦ ЕГС РАН) позволило ввести в качестве гипотезы предположение о многолетнем колебательном движении океанической плиты в зоне субдукции с периодом $T = 8.57$ лет. Предполагается, что такое движение в существенной мере определяет время возникновения в регионе сильнейших землетрясений.

В то же время, отклонения моментов сильнейших землетрясений региона от найденной закономерности заставляют предположить более сложный характер указанных колебаний, вполне вероятно включающих и компоненту с близким периодом $T \approx 9.1$ года [Соломатин, 2014].

Предложенная геодинамическая модель является недостаточно определенной для уточнения прогнозов сильнейших землетрясений, но в качестве долгосрочно-среднесрочного сценария может дополнять другие методы прогноза, в частности — сценарии метода ДССП.

Для обоснования краткосрочных сценариев развития сейсмического процесса, особенно в близком к критическому состоянию сейсмоактивной геосреды, вероятно, необходимо введение флюидодинамических представлений.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена по госзаданию ИВиС ДВО РАН в рамках темы научно-исследовательских работ “Тепломассоперенос, сейсмичность и минеральные преобразования в гидротермальных и вулканических системах, термогидродинамическое-геохимическое-геомеханическое моделирование, приложения для оценки геотермальных ресурсов, прогноза катастрофических гидротермальных процессов, извержений вулканов и сильнейших землетрясений” (FWME-2024-0007).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Автор данной работы заявляет, что у него нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Гусев А.А. О реальности 56-летнего цикла и повышенной вероятности сильных землетрясений в Петропавловске-Камчатском в 2008–2011 гг. согласно

- лунной цикличности // Вулканология и сейсмология. 2008. № 6. С. 55–65.
- Матвиенко Ю.Д.* Применение метода M8 на Камчатке: успешный заблаговременный прогноз землетрясения 5 декабря 1997 г. // Вулканология и сейсмология. 1998. № 6. С. 27–36.
- Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В.* От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методы и алгоритмы / Отв. ред. Ю.Г. Леонов. М.: ГЕОС, 2017. 234 с.
- Соломатин А.В.* Закон повторяемости землетрясений и энергетический баланс сейсмического процесса // Вопросы инженерной сейсмологии. 2011. Т. 38. № 4. С. 39–48.
- Соломатин А.В.* Исследование связи вулканической активности и сильнейших землетрясений Курило-Камчатского региона // Вулканология и сейсмология. 2014. № 1. С. 61–76.
- Соломатин А.В.* Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги на XII 2020 — XI 2025 гг., среднесрочная оценка сейсмической опасности в районе юга Камчатки — севера Курильских островов // Материалы XXIV ежегодной научной конференции, посвященной Дню вулканолога “Вулканизм и связанные с ним процессы”. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2021а. С. 105–108.
- Соломатин А.В.* Энергетический спектр сейсмического процесса в приложении к долгосрочному сейсмическому прогнозу и среднесрочно-краткосрочному уточнению сейсмической опасности // Вулканология и сейсмология. 2021б. № 2. С. 67–79.
- Соломатин А.В.* Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги на III. 2022 — II. 2027 гг.; анализ результатов среднесрочно-краткосрочного прогноза для района о-ва Парамушир, данного на осень 2021 г. / Материалы XXV ежегодной научной конференции, посвященной Дню вулканолога “Вулканизм и связанные с ним процессы”. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2022а. С. 107–110.
- Соломатин А.В.* Энергетические свойства сейсмического процесса и возможность введения обобщенного энергетического класса землетрясений // Вулканология и сейсмология. 2022б. № 4. С. 80–92.
- Федотов С.А.* О закономерностях распределения сильных землетрясений Камчатки, Курильских островов и Северо-Восточной Японии // Труды ИФЗ АН СССР. 1965. № 36. С. 66–93.
- Федотов С.А.* О сейсмическом цикле, возможности количественного сейсмического районирования и долгосрочном сейсмическом прогнозе // Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968. С. 121–150.
- Федотов С.А.* Энергетическая классификация Курило-Камчатских землетрясений и проблема магнитуд. М.: Наука, 1972. 116 с.
- Федотов С.А.* Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги. М.: Наука, 2005. 302 с.
- Федотов С.А., Соломатин А.В.* Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги на IX 2013 — VIII 2018 гг.; особенности сейсмичности дуги в период предшествующих глубоких охотоморских землетрясений 2008, 2012 и 2013 гг. с $M = 7.7$, 7.7 и 8.3 // Вулканология и сейсмология. 2015. № 2. С. 3–19.
- Федотов С.А., Соломатин А.В.* Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги на IV 2016 — III 2021 гг., его развитие и применение; особенности сейсмичности Курило-Камчатской дуги до и после глубокого Охотоморского землетрясения 24.V. 2013 г., $M = 8.3$ // Вулканология и сейсмология. 2017. № 3. С. 3–17.
- Федотов С.А., Соломатин А.В.* Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги на VI 2019 — V 2024 гг.; свойства предшествующей сейсмичности в I 2017 — V 2019 гг. Развитие и практическое применение метода ДССП // Вулканология и сейсмология. 2019. № 6. С. 6–22.
- Федотов С.А., Соломатин А.В., Чернышев С.Д.* Афтершоки и область очага Средне-Курильского землетрясения 15.XI 2006 г., $M_s = 8.2$; долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги на IV 2008 — III 2013 гг. // Вулканология и сейсмология. 2008. № 6. С. 3–23.
- Федотов С.А., Соломатин А.В., Чернышев С.Д.* Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги на IX 2010 — VIII 2015 гг., достоверность предыдущих прогнозов и их применение // Вулканология и сейсмология. 2011. № 2. С. 3–27.
- Федотов С.А., Соломатин А.В., Чернышев С.Д.* Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги на IX 2011 — VIII 2016 гг.; вероятное место, время и развитие следующего сильнейшего землетрясения Камчатки с $M \geq 7.7$ // Вулканология и сейсмология. 2012. № 2. С. 3–26.
- Федотов С.А., Чернышева Г.В., Шумилина Л.С.* Оценка сейсмической опасности землетрясений с $M \geq 6$, сопровождающих сильнейшие ($M = 8$) тихоокеанские землетрясения // Вулканология и сейсмология. 1993. № 6. С. 3–12.
- Федотов С.А., Шумилина Л.С., Чернышева Г.В.* Сейсмичность Камчатки и Командорских островов по данным детальных исследований // Вулканология и сейсмология. 1987. № 6. С. 29–60.
- Хаин В.Е., Халилов Э.Н.* Пространственно-временные закономерности сейсмической и вулканической

- активности. Bargas: SWB, 2008. 304 с. ISBN 978-9952-451-00-9
- Широков В.А.* Влияние космических факторов на геодинамическую обстановку и ее долгосрочный прогноз для северо-западного участка Тихоокеанской тектонической зоны // Вулканизм и геодинамика. М.: Наука, 1977. С. 103–115.
- Широков В.А., Серафимова Ю.К.* О связи 19-летнего лунного и 22-летнего солнечного циклов с сильными землетрясениями и долгосрочный сейсмический прогноз для северо-западной части Тихоокеанского тектонического пояса // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2006. № 2. Вып. 8. С. 120–133.
- Aki K.* Maximum likelihood estimate of b in the formula $\lg N = a - bM$ and its confidence limits // Bull. Earthq. Res. Ins. 1965. V. 43. P. 237–239.
- Baranov S.V., Gvishiani A.D., Narteaу C., Shebalin P.N.* Epidemic type aftershock sequence exponential productivity // Russian Journal of Earth Sciences. 2019. V. 19. ES6003.
<https://doi.org/10.2205/2019ES000695>
- Gavrilov V.A., Deshcherevskii A.V., Vlasov Yu.A. et al.* Network of multidisciplinary borehole measurements at the Petropavlovsk-Kamchatsky geodynamic testing area // Seismic Instruments. 2022. V. 58(2). P. 121–138.
- Ogata Y.* Statistical models for earthquake occurrences and residual analysis for point processes // J. Am. Stat. Assoc. 1988. V. 83. № 401. P. 9–27.
- Ogata Y.* Space-Time Point-Process Models for Earthquake Occurrences // Ann. Inst. Stat. Math. 1998. № 50. P. 379–402.

On Seismic Forecasting, the Relationship between Seismic and Geodynamic Processes and the Concept of Information Certainty

A. V. Solomatin

*Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS,
bulvar Piipa, 9, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006 Russia
e-mail: alf55@mail.ru*

The article considers a number of problems solved to one degree or another when forecasting the most dangerous — strongest earthquakes. The most important of them are: the problem of the effectiveness of seismic forecasting based on the idea of scenarios — basic patterns of development of foci of the strongest earthquakes; the problem of monitoring the development of such scenarios based on seismological data; the problem of modeling the relationship between seismic and geodynamic processes that determines these scenarios. To solve the last two problems, the article proposes to use the concepts of the energy and dynamic spectra of seismic activity of the geoenvironment, and the peculiarity of the proposed solution is the introduction of the mathematical concept of information certainty. As an example of using the proposed methods, the article presents a justification for a hypothetical multi-year oscillatory motion during the submersion of the oceanic plate in the Kamchatka subduction zone with a period of about 8.57 years. It is assumed that such oscillations largely determine the most probable periods of occurrence of regional strongest earthquakes.

Keywords: seismic forecast, seismic monitoring, seismic process spectrum, geodynamic model, subduction zone, fuzzy estimates, information certainty

УДК 550.34.013.2

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА БЛИЖАЙШЕГО СОСЕДА ДЛЯ АНАЛИЗА ВУЛКАНИЧЕСКИХ РОЕВ ПО ДАННЫМ ИЗВЕРЖЕНИЙ ВУЛКАНОВ ИСЛАНДИИ БАУРДАРБУНГА И ФАГРАДАЛЬСФЬЯДЛЬ

© 2025 г. Е. М. Греков

*Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики
Российской академии наук (ИТПЗ РАН), ул. Профсоюзная, 84/32, Москва, 117997 Россия
Кафедра физики Земли Физического факультета Московского государственного университета
им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, стр. 2, Москва, 119991 Россия
e-mail: grekov.em16@physics.msu.ru*

Поступила в редакцию 06.09.2024 г.

После доработки 11.11.2024 г.

Принята к публикации 11.11.2024 г.

Работа посвящена анализу вопроса группирования событий вулканической сейсмичности, в особенности в вулканических роях. Были проанализированы вулканические рои, наблюдавшиеся при извержениях вулканов Баурдарбунга (2014 г.) и Фаградальсфьядль (2021 г.) в Исландии. В работе была предпринята попытка применить метод ближайшего соседа для обозначенной цели. Он позволяет выявлять группы с различными масштабами обобщенных расстояний, например, метод как правило выделяет две группы событий в тектонической сейсмичности и широко используется для идентификации афтершоков. В результате работы были выявлены значительные отличия в форме распределений обобщенных расстояний до ближайшего соседа для вулканической сейсмичности по сравнению с тектонической. А именно, обнаружено два типа одномодальных распределений, один из них наблюдается в основном перед извержением, а другой в процессе извержения. Первый тип, вероятно, обусловлен слиянием двух близких мод распределений и отражает внутреннюю неоднородность сейсмичности в такие периоды. Однако, одномодальность распределений затрудняет идентификацию событий с точки зрения связанных (кластеризованных) или независимых (фоновых). На основании полученных результатов можно предполагать, что до извержения доля фоновой сейсмичности колеблется около 70%, а во время извержения от 90 до 100%. Это может свидетельствовать о различных источниках сейсмичности на той или иной стадии извержения.

Ключевые слова: сейсмология, вулканическая сейсмичность, вулканические рои, кластеризация сейсмичности, метод ближайшего соседа

DOI: 10.31857/S0203030625010069, **EDN:** HGFHUB

ВВЕДЕНИЕ

Метод ближайшего соседа Бен-Зиона-Залипина [Zaliapin et al., 2008; Zaliapin, Ben-Zion, 2013] позволяет устанавливать уровни статистических связей между сейсмическими событиями по схеме родитель-потомок, родителем события является его ближайший сосед, произошедший ранее по времени. Такой метод широко применяется для задач декластеризации в тектонической сейсмичности [Баранов,

Шебалин, 2019]. Известно, что распределение обобщенных расстояний до ближайшего соседа имеет бимодальную форму в большинстве случаев тектонической сейсмичности. Принято считать, что левая мода, соответствующая группе связанных событий с более близкими обобщенными расстояниями, представляет афтершоковую активность, а правая мода отвечает несвязанным событиям (иногда называют фоновыми). Стоит отметить, что это,

по сути, является лишь интерпретацией наличия двух мод в распределении, хотя и вполне подтвержденной для тектонической сейсмичности. В более общем смысле различные моды такого распределения просто отражают скорее неоднородность рассматриваемой сейсмичности, которая может, например, свидетельствовать о различном механизме инициации той или иной группы, или об их различной природе. То есть в общем случае такое распределение может иметь и больше двух мод. Например, в работе [Малютин, 2023] наблюдалось распределение с тремя модами при исследовании сейсмичности Калифорнии, было показано, что одна из мод соответствовала сейсмичности района гейзеров. Также стоит отметить, что такое разделение является относительным, и если бы мы наблюдали одномодальное распределение, то однозначно интерпретировать его было бы сложно, поскольку его было бы не с чем сравнивать.

Вопрос же — почему в тектонической сейсмичности зачастую присутствует именно две группы событий — на самом деле неоднозначен. Одной из гипотез является разделение событий по природе на экзогенные/эндогенные, в этом случае часть событий считается индуцированными внешними по отношению к системе источниками, а другая часть является внутренними, самоиндуцированными [Sornette, Helmstetter, 2003]. Второй процесс в таком случае зависит от некоторого внутреннего состояния среды, ее “подготовленности”, иногда предполагается, что степень этой “подготовленности” можно охарактеризовать числом потомков, которые инициируются другими землетрясениями. Например, в работе [Nandan et al., 2021] исследуется параметр “ветвистости” процесса n , который в контексте сейсмичности имеет смысл среднего числа прямых потомков на одного родителя. Схожим по смыслу параметром является дельта продуктивности землетрясений [Баранов, Шебалин, 2019].

С этой точки зрения интересно рассмотреть вулканическую сейсмичность, так как она имеет другую природу инициации, интересно продемонстрирует ли такой сейсмический режим также две группы событий, схожие с теми, что наблюдаются для тектонической

сейсмичности, или же можно будет пронаблюдать несколько мод, соответствующих различным вулканическим процессам. Науке уже известен ряд сейсмических сигналов, связанных с вулканической активностью [Minakami, 1960; Гордеев, 2007]. Стоит отметить, что далеко не все из таких сигналов являются разрывами среды аналогичными тектоническим событиям. Особое внимание стоит обратить на вулкано-тектонические сигналы — высокочастотные тектонические сигналы с гипоцентрами, локализованными на глубине в несколько десятков километров под вулканом, связанные с разрушением среды под давлением магмы [Гордеев, 2007].

Уже были предприняты попытки проанализировать вулканическую сейсмичность в обозначенном контексте, например, в работе [Traversa, Grasso, 2010]. В ней оценивалась доля фоновой сейсмичности в периоды затиший и во время интрузий магмы по дайкам для вулканов Этна и Везувий в предположении наличия двух групп, аналогичных тектонической сейсмичности. Для этого использовались распределения времен между событиями, которое для тектонической сейсмичности, как считается, аппроксимируется гамма распределением [Traversa, Grasso, 2010], причем один из параметров этого распределения характеризует долю несвязанных событий [Molchan, 2005]. Для периодов затиший на вулканах также, как и для “эталонной” тектонической сейсмичности Калифорнии было получено одинаковое гамма распределение, причем его форма не зависела ни от длительности рассматриваемого периода, ни от изменений в уровне активности, а доля фоновой сейсмичности колеблется от 20 до 40%. Однако, для участков интрузии магмы по дайкам оказалось, что распределение времен между событиями вообще не соответствует гамма распределению [Traversa, Grasso, 2010]. Этот эффект удалось затем воспроизвести на модельных данных. Эффект наблюдался, как при повышении уровня фоновой активности, так и при искусственном понижении разрешающей способности по времени.

В этой работе для той же задачи мы попытались применить другой метод — метод ближайшего соседа Бен-Зиона—Заляпина [Zaliapin et al., 2008; Zaliapin, Ben-Zion, 2013].

ДАННЫЕ

В работе анализируются данные локальной сейсмической сети Исландии (каталог доступен на сайте метеорологической службы Исландии hraun.vedur.is/ja/viku/). В частности, исследуются участки каталога, приуроченные к вулканическим процессам двух извержений вулканов Баурдарбунга (2014 г.) и Фаградальсфьядль (2021 г.).

В первом случае выбран набор событий, который представляет собой облако землетрясений, мигрирующее от центральной кальдеры к вулканическому плато Холухрейн (Hólhraun). Это было крупное трещинное извержение, сопровождавшееся обрушением центральной кальдеры. Однако тут мы будем рассматривать события связанные именно с миграцией облака сейсмичности, предположительно вызванное интрузией магмы в породы (рис. 1а). К моменту, когда облако достигло плато, там началось истечение лавы на поверхность, след же облака совпадает с расположением системы трещин вулкана. Это свидетельствуется отчетами об извержении с сайта исландской метеорологической службы (ИМО, <https://en.vedur.is/earthquakes-and-volcanism/articles/nr/2947>). Также подтверждение этому можно увидеть в работах [Einarsson,

Brandsdóttir, 2021; Sigmundsson et al., 2015]. В работе [Sigmundsson et al., 2015] подробно проанализировано формирования дайки, выделены сегменты пути, каждый из которых является результатом пробития барьера под давлением магмы. Формирование дайки завершилось примерно 4 сентября 2014 г., а извержение началось 29 августа 2014 г. [Sigmundsson et al., 2015].

Во втором случае отчетливая миграция не наблюдается, однако, сейсмичность также сконцентрирована в области системы трещин вулкана (см. рис. 1б), а на распределении событий во времени наблюдаются схожий паттерн в обоих случаях (рис. 2). Также следует отметить, что на пространственном распределении сейсмичности выражены две “ветви” сейсмичности (см. рис. 1б). Согласно исследованию [Fischer et al., 2022] одна из них соответствует сейсмичности, связанной с рифтовой зоной, другая соответствует сейсмичности в вулканической системе каналов и трещин. После извержения 2021 г. также произошло короткое извержение в 2022 г. Эти два события рассматриваются как два эпизода одного и того же вулканического процесса. Всплеск сейсмичности, начавшийся 24 февраля 2021 г., видимо, также связан с интрузией магмы в породы [Fischer et al., 2022]. Авторы связывают события примерно с 24 февраля по 19 марта 2021 г. с

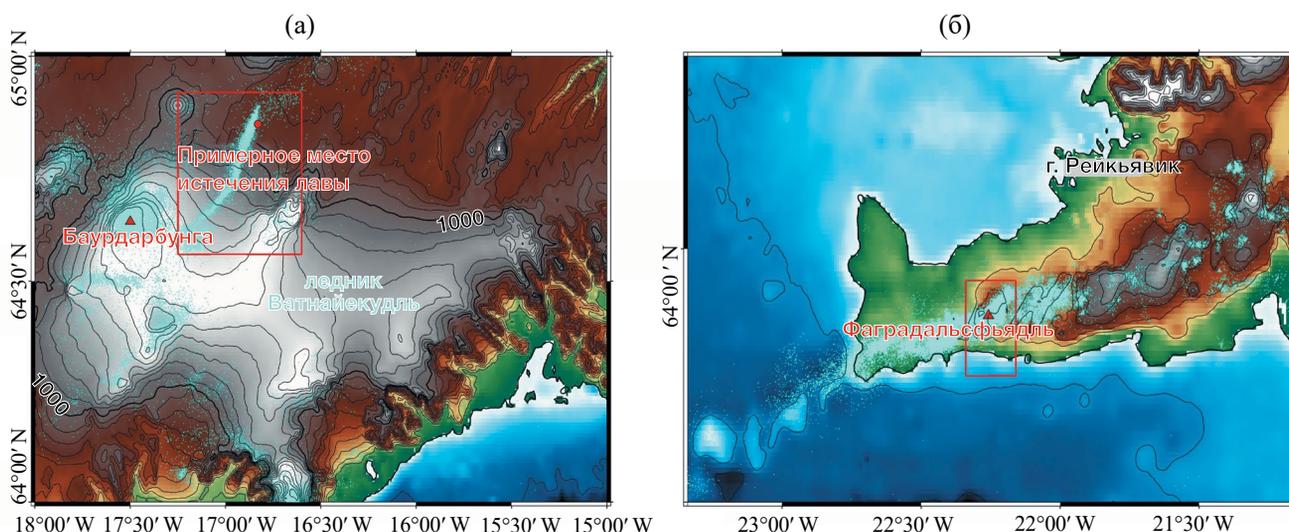


Рис. 1. Распределение изучаемых землетрясений в пространстве. а — события выбранного участка каталога с 2014 по 2021 г. для извержения вулкана Баурдарбунга на плато Холухрейн 2014–2015 гг.; б — события каталога с 2020 по 2022 г. для извержения вулкана Фаградальсфьядль (2021 г.). Бирюзовые точки — землетрясения, красный треугольник — местоположение вулкана. Красными прямоугольниками выделены исследуемые участки.

МЕТОДЫ

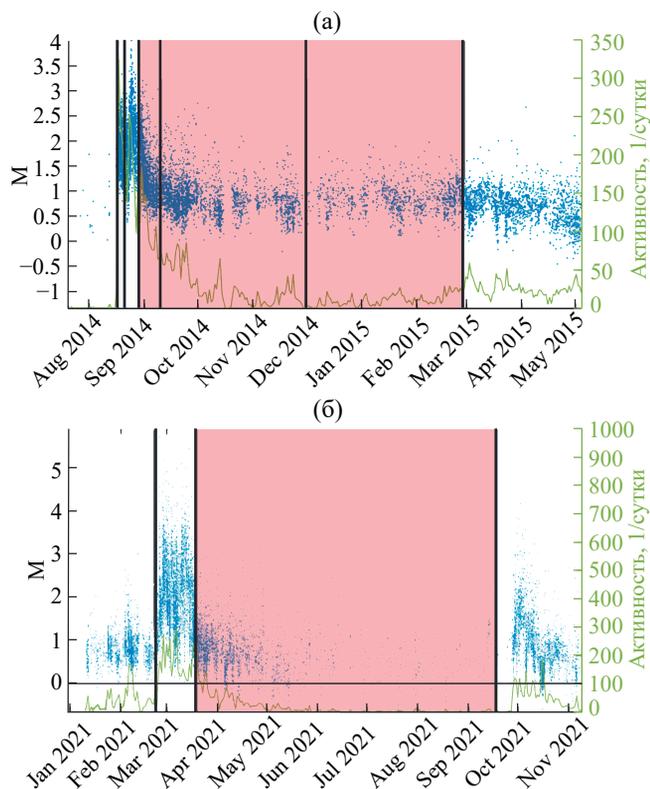


Рис. 2. Распределение изучаемых землетрясений во времени. а — события выбранного участка каталога для извержения вулкана Баурдарбунга на плато Холюхрейн 2014–2015 гг.; б — события выбранного участка каталога для извержения вулкана Фаградальсфьядль (2021 г.). Синие точки — землетрясения, салатовая линия — сейсмическая активность (число событий в сутки), вертикальными серыми линиями отмечены времена начала и конца нескольких из рассматриваемых периодов в табл. 1 и табл. 2. Красными областями выделены периоды извержений.

интрузией магмы по дайке, предшествующей извержению.

Для того чтобы пронаблюдать отличия в формах распределений в целом анализировались данные в выделенных участках каталога с 1995 по 2022 г., включая и периоды затиший.

Границы первого участка: с 64.56 по 64.92 по широте, с -17.25 по -16.6 по долготе. Диапазон магнитуд в выбранном участке: от -0.72 до 4.63.

Границы второго участка: с 63.8 по 63.95 по широте, с -22.34 по -22.16 по долготе. Диапазон магнитуд в выбранном участке: от -0.8 до 5.72.

Далее будем ссылаться на эти два рассматриваемых случая, как VAR для вулкана Баурдарбунга и FAG для вулкана Фаградальсфьядль.

Одной из основных проблем при анализе вулканической сейсмичности является высокая неоднородность представительной магнитуды, которая, вероятно, вызвана свойством сети “забиваться” при слишком большом потоке событий. К тому же извержения состоят из множества процессов и стадий, каждая из которых, скорее всего имеет разный режим сейсмичности, поэтому в первую очередь стоит анализировать временные вариации параметров сейсмичности.

Для этого исследуемая сейсмичность разбивается на интервалы по времени. Границы интервалов выбираются по трем факторам: вероятные границы процессов (например, перед извержением есть участок с резко возросшей активностью, логично предположить, что в этот период происходит некоторый обособленный процесс), по однородности представительной магнитуды, по числу событий (нужно, чтобы в интервале было достаточно событий для проведения оценок параметров).

Оценка представительной магнитуды для вулканической сейсмичности представляет особые сложности из-за наличия нелинейных графиков повторяемости, иногда “округлых подковообразных”, иногда с двойным наклоном, иногда бимодальных (например, похожее в работе [Jacobs, McNutt, 2010]). Предположительно, это вызвано высокой неоднородностью данных. При этом самые популярные методы оценки представительной магнитуды (например, MAXC — метод максимальной кривизны) рассчитаны на графики “классического” вида — линейный участок с одним “острым” изломом. Для описанных же выше аномалий такие методы как правило дают заниженную оценку.

В работе реализовано три метода оценки представительной магнитуды: MAXC (Maximum curvature), GFT (Goodness-of-Fit Test), MBS (M_C by b -value stability). Эти методы подробно описаны в работе [Mignan, Woessner, 2012]. Однозначно выбрать лучший метод нельзя, поэтому надежнее всего, вероятно, использовать все три оценки, а затем выбрать из них максимальную.

В результате, для оценки представительной магнитуды (M_C) на выбранных интервалах

времени используется следующий метод: строятся вариации M_C во времени с использованием трех методов, описанных выше, затем выбирается максимальное значение из вариаций, принадлежащее исследуемому интервалу. В итоге некоторые из выбранных интервалов выпадают, так как в них оказывается недостаточно представительных событий.

Оценка вариаций M_C во времени проводится следующим образом.

1) Задается некоторая начальная ширина временного окна (например, $W = 10$ сут).

2) Далее это окно скользит во времени по событиям, оценивается M_C и число событий, выше порога представительности, в текущем окне.

3) Если число событий в окне оказалось меньше некоторого заданного порога (например, $N_{ther} = 100$), тогда окно расширяется вправо, пока условие не выполнится.

4) Следующее окно начинает скользить с расширенной правой границы предыдущего.

Такой способ позволяет оценивать представительную магнитуду во времени с сильно варьирующейся активностью: там, где активность низкая, окна будут шире, и картина будет более сглаженной, там, где активность высокая, окна будут узкие, и картина окажется подробнее. В противном случае пришлось бы пропускать точки, где событий оказалось недостаточно для оценки.

Однако в некоторых интервалах из-за своей специфики некоторые методы дают заведомо высокие оценки, в таких случаях выбирается наиболее подходящая из остальных.

Далее для выбранных интервалов с полученными оценками M_C оценивается значение параметра наклона магнитудно-частотного распределения (*b-value*). Для этого применяется метод Бендер [Bender, 1983]. Значение фрактальной размерности, предположительно, не сильно варьируется во времени, к тому же, для ее корректной оценки требуется большое количество событий. Поэтому для всех интервалов используется одно и то же значение, рассчитанное по всем периодам в совокупности. Для случая VAR получено значение $d_f = 1.2$, для случая FAG $d_f = 1.3$.

Далее с полученными оценками M_C , *b-value* и d_f строятся распределения расстояний до ближайших соседей в выделенных интервалах.

Метод ближайшего соседа

Суть метода заключается во введении метрики — обобщенного расстояния между событиями в пространстве расстояние—время—магнитуда (функция близости). Для каждого события рассчитывается это обобщенное расстояние и находится ближайший сосед, то есть наиболее вероятно связанное с ним событие [Zaliapin et al., 2008; Zaliapin, Ben-Zion, 2013].

В качестве функции близости выбрано следующее выражение [Shebalin et al., 2020]:

$$\eta_{ij} = \begin{cases} t_{ij} r_{ij}^{d_f} 10^{-bm_i}, & t_{ij} > 0 \\ +\infty, & t_{ij} \leq 0 \end{cases},$$

где t_{ij} — время между событиями i и j , r_{ij} — пространственное расстояние между ними, m_i — магнитуда события i . b — параметр закона Гутенберга-Рихтера; d_f — фрактальная размерность распределения эпицентров землетрясений. Более раннее из пары событий, называется “родителем”, а более позднее — его “потомком”.

Теоретическое обоснование, почему можно выбрать такое выражение в качестве функции близости было приведено в работе [Baiesi, Paczuski, 2004].

В большинстве случаев для тектонической сейсмичности события разбиваются на две группы по обобщенным расстояниям; первую группу с меньшими расстояниями, ассоциируют с кластеризованными (связанными) событиями, вторую — с фоновыми (несвязанными) [Баранов, Шебалин, 2019]. Это также было проиллюстрировано модельным экспериментом в работе [Zaliapin et al., 2008].

В реальных каталогах тектонической сейсмичности присутствуют, как фоновые события, так и кластеризованные, поэтому, как правило, распределение расстояний до ближайшего соседа бимодальное и является совокупностью двух распределений. Чтобы разделить эти распределения используется немного модифицированный метод из работы [Баранов, Шебалин, 2019]. Сперва строится распределение

расстояний до ближайшего соседа для полного каталога $\rho_{real}(\eta)$, затем левый (кластеризованный) пик грубо обрезается с варьируемым порогом (например, с шагом 0.5), события оставшейся правой части распределения перемешиваются: для каждого времени землетрясения случайным образом выбираются координаты гипоцентра и магнитуды другого события из каталога. Далее строится распределение $\rho_{random}(\eta)$ для ближайших соседей в полученном каталоге. Предполагается, что в случае тектонической сейсмичности такое распределение аппроксимирует фоновый пик реального распределения. Для каждого предварительного порога, процедура перемешивания применяется несколько раз и выбирается лучший вариант, поскольку перемешивание является случайной процедурой. Далее из всех предварительных порогов также выбирается лучший. Критерием, по которому выбирается лучший вариант, служит минимизация суммы квадратов разностей между столбцами гистограммы реального распределения и перемешанного распределения, умноженного на коэффициент k , который находится с помощью линейной регрессии по правому склону двух распределений. Минимизация суммы квадратов проводится в диапазоне от правого максимума реального распределения вправо. Далее можно провести декомпозицию бимодального распределения на две части:

$$\rho_{real}(\eta) = (1 - k)\rho_{clustered}(\eta) + k\rho_{random}(\eta).$$

Чтобы оптимизировать вес k , ищется наилучшее совпадение $k\rho_{random}(\eta)$ с правой ветвью $\rho_{real}(\eta)$ по правому склону распределений.

Пороговое значение η_0 находится из условия равенства интенсивностей (число событий в единицу времени) потоков кластеризованных землетрясений с ближайшими соседями $\eta \leq \eta_0$ и некластеризованных событий с ближайшими соседями $\eta > \eta_0$:

$$1 - F_{clustered}(\eta_0) = 1 - \frac{F_{real}(\eta_0) - kF_{random}(\eta_0)}{1 - k} = F_{random}(\eta_0).$$

Входными данными для метода являются: сейсмический каталог, содержащий информацию о времени, координатах и магнитуде событий; представительная магнитуда M_C ; значение

наклона графика повторяемости b ; фрактальная размерность каталога d_f .

Более подробно шаги описаны в книге [Баранов, Шебалин, 2019].

Стоит отметить, что на графиках с распределением расстояний до ближайшего соседа, показанных ниже, строго говоря, только гистограмма всех событий (голубая) является плотностью распределения. Красная и желтая гистограммы (фоновые и кластеризованные события) составляют полную плотность вероятности только в сумме. А гистограмма для кластеризованной части (желтая) может в некоторых случаях иметь отрицательные значения по вертикали, это не имеет математического смысла и является результатом неточности аппроксимации фонового пика. При этом коэффициент k далее мы будем называть долей фоновой сейсмичности, а $1 - k$ — степенью кластеризации, хотя смысл этих параметров может быть более общим чем тот, который они имеют в тектонической сейсмичности.

Критерий асимметрии выделения сейсмической энергии

Дополнительно для отличия роевой активности от крупных афтершоковых серий применяется критерий асимметрии выделения сейсмической энергии [Roland, McGuire, 2009; Passarelli et al., 2018], это особенно важно для коротких временных периодов, которые могут включать такую серию целиком, давая всплеск событий похожий на роевую активность, особенно если не наблюдается миграции роя в пространстве. Метод заключается в расчете сейсмического момента для каждого события с помощью моментной магнитуды по формуле из работы [Kanamori, 1977]:

$$M_0 \sim 2 * 10^4 * 10^{1.5M_w + 11.8}.$$

Затем вычисляется время центроида [Jordan, 1991]:

$$t_{centroid} = \bar{t} = \frac{\sum_i^n t_i * M_{0i}}{M_{0tot}},$$

где t_i — время события, M_{0i} — сейсмический момент события, n — число событий, M_{0tot} — суммарный сейсмический момент всех событий.

Далее рассчитывается коэффициент асимметрии [Roland, McGuire, 2009]:

$$skewness = \frac{\sum_i^n (t_i - \bar{t})^3 * M_{0i}}{M_{0tot} * \sigma^3}.$$

Показано [Roland, McGuire, 2009], что этот коэффициент имеет значения много более 8 для афтершоковых серий, то есть имеет левую асимметрию, так как большая часть сейсмического момента выделяется мейншоком в начале последовательности. Для сейсмических роев же высвобождение энергии более распределено во времени, давая небольшие положительные либо отрицательные значения параметра, в работе [Passarelli et al., 2018] для шести роев значения лежат в диапазоне от -4 до 4 .

РЕЗУЛЬТАТЫ

Случай VAR

На рис. 3 представлены полученные для выделенных периодов распределения обобщенных расстояний до ближайшего соседа для случая VAR, а также их возможная декомпозиция на кластеризованные и фоновые части. Номера распределений соответствуют номерам строк в табл. 1. Желтым выделены периоды с предположительными вулканическими процессами, предшествующими извержению, а красным период вулканической активности, треугольниками таких же цветов также промаркированы соответствующие графики на рис. 3. Для периодов, предположительно связанных с вулканической активностью, также приведены

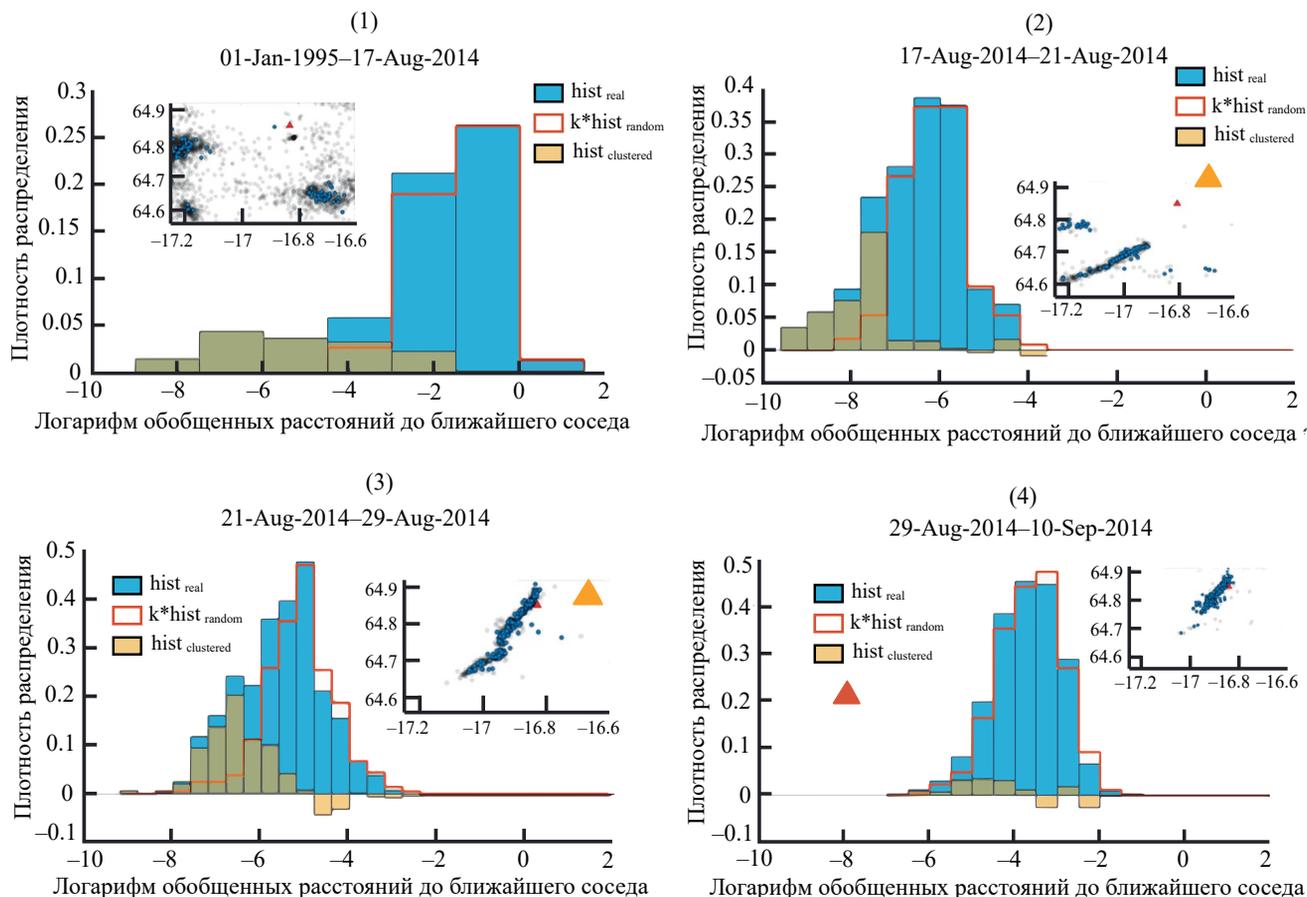


Рис. 3. Распределения обобщенных расстояний до ближайшего соседа в выбранных временных периодах для случая VAR. Голубая гистограмма — фактическое реальное распределение, красная гистограмма — распределение рандомизированного каталога (аппроксимация фоновых пиков), желтая гистограмма — полученное распределение кластеризованной части. На вставках — распределение соответствующих событий в пространстве, по оси X — долгота, по оси Y — широта, черные полупрозрачные кружки — события ниже уровня представительности, синие кружки — события выше уровня представительности. Номера графиков соответствуют номерам строк в табл. 1. Желтыми треугольниками промаркированы распределения для предполагаемых периодов подготовки извержений, красными — распределения для периодов во время извержений.

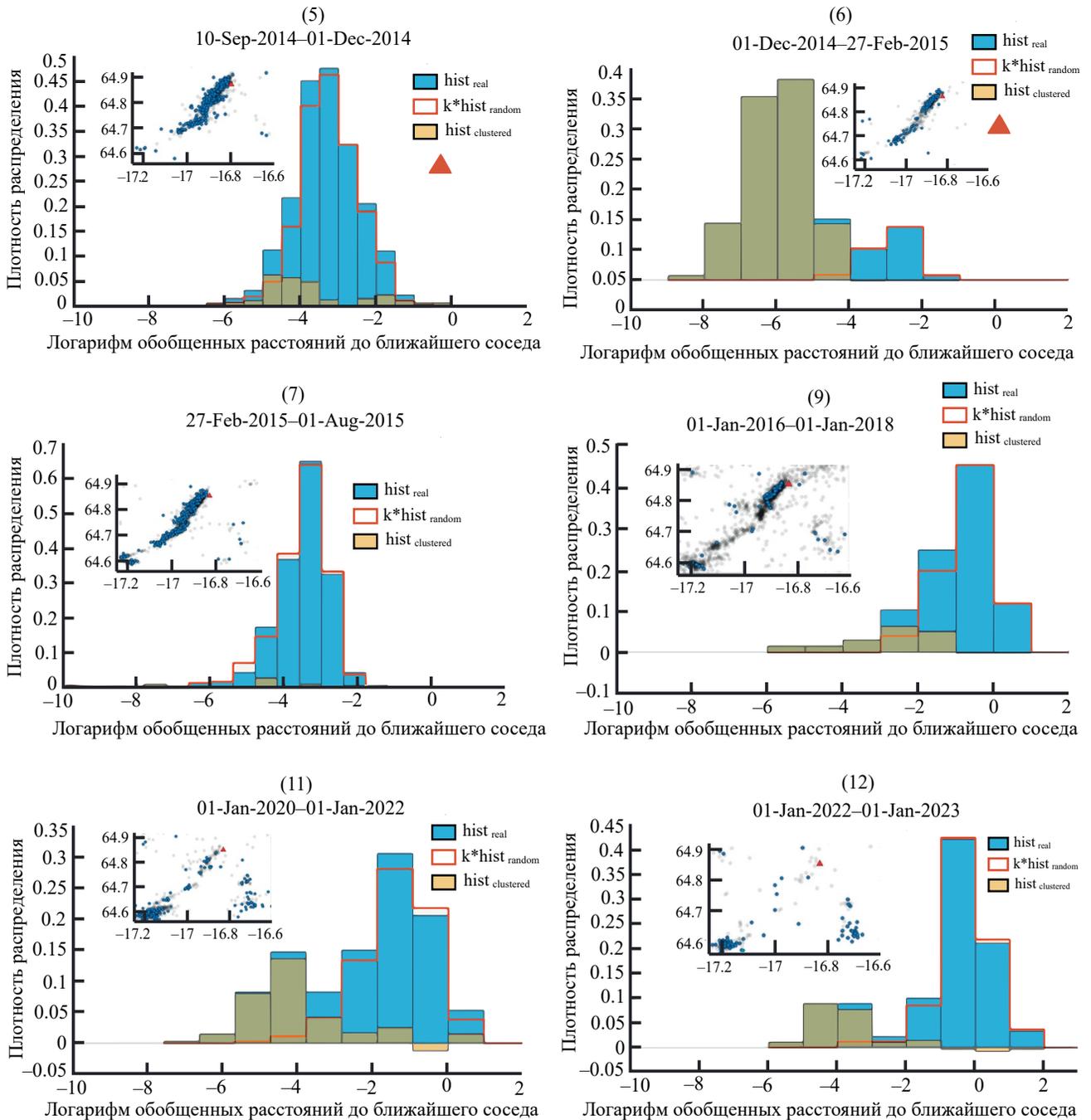


Рис. 3. Продолжение.

значения коэффициента асимметрии высвобожденного сейсмического момента. Также для периодов интереса показана средняя активность (среднее число событий в сутки).

Рассмотрим подробнее каждый период. Видно, что в период затишья задолго до извержения (см. рис. 3(1)) наблюдается слабая сейсмичность, вероятнее всего тектонической природы,

не концентрирующаяся в области каналов вулкана. Распределение обобщенных расстояний до ближайшего соседа для этого периода имеет бимодальную форму характерную для тектонической сейсмичности.

В следующем периоде, начиная с 17.08.2014 начинается процесс интрузии, и форма распределения приобретает скорее одномодальную

Таблица 1. Параметры сейсмичности выделенных временных периодов для случая VAR

| | Период | M_C | N_C | b | Активность, сутки ⁻¹ | k | Energy skewness |
|----|-------------------------|-------|-------|------|------------------------------------|------|-----------------|
| 1 | 01.01.1995 – 17.08.2014 | 2.39 | 91 | 1.28 | – | 0.73 | – |
| 2 | 17.08.2014 – 21.08.2014 | 2.29 | 142 | 1.63 | 35.500 | 0.75 | 2.869 |
| 3 | 21.08.2014 – 29.08.2014 | 2.29 | 403 | 1.12 | 50.375 | 0.74 | 0.032 |
| 4 | 29.08.2014 – 10.09.2014 | 1.23 | 662 | 0.81 | 55.167 | 0.95 | –0.627 |
| 5 | 10.09.2014 – 01.12.2014 | 0.9 | 863 | 1.37 | 10.524 | 0.86 | 1.885 |
| 6 | 01.12.2014 – 27.02.2015 | 1.19 | 138 | 2.19 | 1.568 | 0.16 | 5.671 |
| 7 | 27.02.2015 – 01.08.2015 | 0.95 | 497 | 2.20 | 3.207 | 0.99 | 0.548 |
| 8 | 01.08.2015 – 01.01.2016 | 1.39 | 16 | – | – | – | – |
| 9 | 01.01.2016 – 01.01.2018 | 1.22 | 69 | 1.48 | – | 0.80 | – |
| 10 | 01.01.2018 – 01.01.2020 | 1.37 | 44 | – | – | – | – |
| 11 | 01.01.2020 – 01.01.2022 | 0.64 | 357 | 1.36 | – | 0.69 | – |
| 12 | 01.01.2022 – 01.01.2023 | 0.7 | 90 | 1.07 | – | 0.79 | – |

Примечание. M_C — представительная магнитуда; N_C — число событий выше порога представительности; b — наклон графика повторяемости; k — доля фоновой сейсмичности; energy skewness — коэффициент асимметрии высвобожденной энергии.

форму. Как уже упоминалось выше, при наблюдении одномодального распределения возникают трудности, поскольку масштаб расстояний оказывается не с чем сравнивать. Однако в таком случае для сравнения можно использовать как раз перемешанный каталог, его распределение показывает, какими были бы обобщенные расстояния, если бы события происходили независимо во времени (в таком случае перемешиваются все события без предварительного порога). Сравнивая наблюдаемое распределение с перемешанным, можно сделать выводы о наличии или отсутствии кластеризации. В данном периоде наблюдаемое распределение отличается от формы распределения перемешанного каталога, позволяя отделить небольшой “хвост” кластеризованной сейсмичности в левой части. Еще более выражена такая картина в следующем периоде (см. рис. 3(3)), в продолжении процесса интрузии вплоть до начала истечения лавы 29.08.2014.

С началом же извержения (см. рис. 3(4), 3(5)) сейсмичность концентрируется в области истечения лавы, а форма распределения меняется и начинает больше совпадать с распределе-

нием после перемешивания, коэффициент k при этом лежит в диапазоне от 85 до 95%.

Резкое изменение формы графика на бимодальную и падение доли фоновой сейсмичности во время извержения VAR в период № 6 (см. рис. 3(6)), видимо, объясняется одиноким сильным событием (рис. 4). Поскольку оно имеет магнитуду значительно большую, чем все остальные события в этом периоде, многие события оказываются связанными с ним, образуя крупную афтершоковую серию и обеспечивая бимодальную форму графика.

Далее в период сразу после извержения (см. рис. 3(7)) сейсмичность все еще концентрируется в области, где происходила интрузия, а распределение показывает все еще низкую степень кластеризации. После чего с течением времени (см. рис. 3(9), 3(11), 3(12)) форма распределения постепенно возвращается к “классической” бимодальности.

Для периода № 3, вероятно, соответствующего интрузии магмы по дайке, также рассчитаны значения дельта продуктивности [Баранов, Шебалин, 2019]: $\Lambda_{0,5} = 0.2$ — дельта

продуктивность с $\Delta M = 0.5$ и $\Lambda_{1.0} = 0.87$ — дельта продуктивность с $\Delta M = 1.0$.

Случай FAG

На рис. 5 представлены полученные для выделенных периодов распределения обобщенных расстояний до ближайшего соседа для случая FAG, а также их возможная декомпозиция на кластеризованные и фоновые части. Номера распределений соответствуют номерам строк в табл. 2. Желтым выделены периоды с предположительными вулканическими процессами, предшествующими извержению, а красным периоды вулканической активности, треугольниками таких же цветов также промаркированы соответствующие графики на рис. 5. Для периодов, предположительно связанных с вулканической активностью, также приведены значения коэффициента асимметрии высвобожденного сейсмического момента. Для нескольких периодов в таблице также приведены значения дельта продуктивностей.

Видно, что в периоды задолго до извержения (см. рис. 5(1)–5(4)) сейсмичность в основном концентрируется внутри области, выделенной зеленым эллипсом на вставках рис. 5,

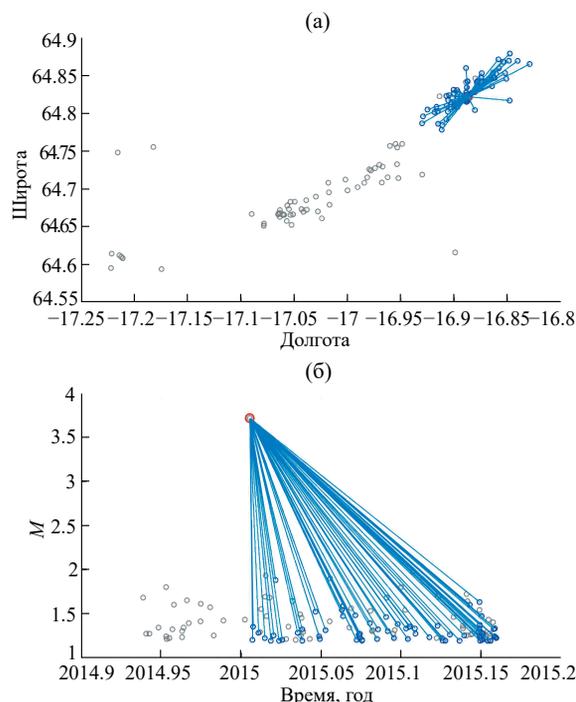


Рис. 4. Афтершоковая серия, являющаяся предположительной причиной выброса в доли фоновой сейсмичности во время извержения в случае BAR.

а — афтершоковая серия в пространстве; б — афтершоковая серия во времени; серые кружки — фоновые несвязанные события, синие кружки — афтершоки, красный круг — мейншок афтершоковой серии, голубые линии — связи, установленные методом ближайшего соседа.

Таблица 2. Параметры сейсмичности выделенных временных периодов для случая FAG

| | Период | M_C | N_C | b | Активность, сутки ⁻¹ | k | Energy skewness | $\Lambda_{0.5}$ | $\Lambda_{1.0}$ |
|----|-----------------------|-------|-------|-------|---------------------------------|-------|-----------------|-----------------|-----------------|
| 1 | 01.01.1995–01.01.2019 | 1.3 | 1971 | 0.851 | — | 0.179 | — | 0.316 | 0.938 |
| 2 | 01.01.2019–01.01.2020 | 0.91 | 714 | 0.776 | — | 0.107 | — | — | — |
| 3 | 01.01.2020–01.07.2020 | 1.17 | 223 | 1.114 | — | 0.296 | — | — | — |
| 4 | 01.07.2020–22.02.2021 | 1.61 | 535 | 0.678 | — | 0.198 | — | — | — |
| 5 | 22.02.2021–19.03.2021 | 2.84 | 473 | 0.901 | 18.92 | 0.533 | 0.826 | 0.176 | 0.415 |
| 6 | 19.03.2021–18.09.2021 | 0.8 | 1207 | 1.055 | 6.596 | 0.822 | 2.649 | 0.129 | 0.511 |
| 7 | 18.09.2021–20.12.2021 | 0.89 | 1179 | 0.767 | 12.677 | 0.044 | 5.697 | 0.331 | 0.990 |
| 8 | 20.12.2021–27.12.2021 | 2.6 | 153 | 0.898 | 21.860 | — | — | — | — |
| 9 | 27.12.2021–29.07.2022 | 0.82 | 626 | 1.304 | 2.930 | 0.678 | — | — | — |
| 10 | 29.07.2022–03.08.2022 | 3.17 | 43 | — | — | — | — | — | — |
| 11 | 03.08.2022–21.08.2022 | 0.75 | 231 | 0.818 | 12.830 | 0.728 | 22.841 | — | — |
| 12 | 21.08.2022–01.01.2023 | 0.54 | 339 | 1.288 | 2.550 | 0.578 | — | — | — |

Примечание. M_C — представительная магнитуда; N_C — число событий выше порога представительности; b — наклон графика повторяемости; k — доля фоновой сейсмичности; energy skewness — коэффициент асимметрии высвобожденной энергии; $\Lambda_{0.5}$ — дельта продуктивность с $\Delta M = 0.5$; $\Lambda_{1.0}$ — дельта продуктивность с $\Delta M = 1.0$.

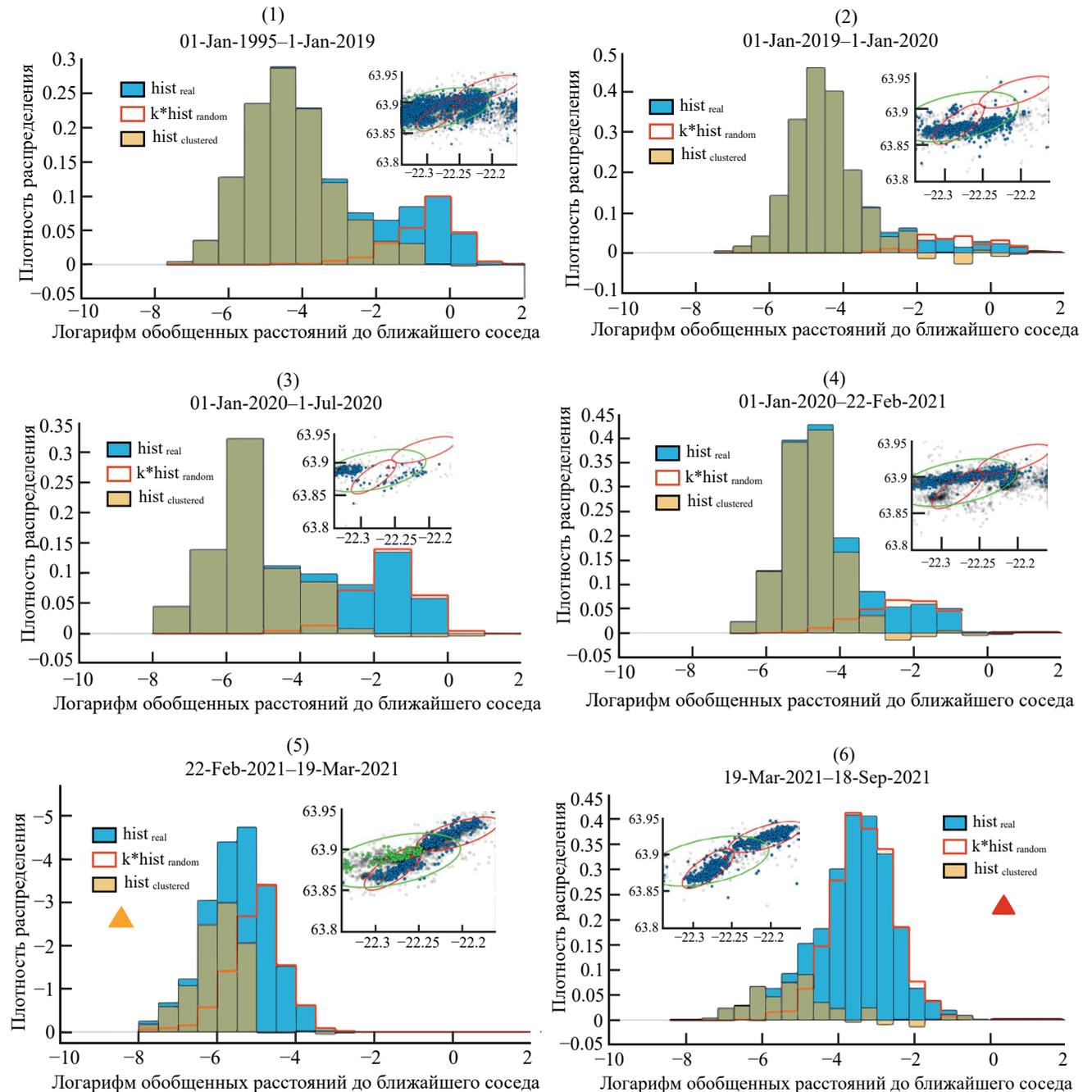


Рис. 5. Распределения обобщенных расстояний до ближайшего соседа в выбранных временных периодах для случая FAG. Голубая гистограмма — фактическое реальное распределение, красная гистограмма — распределение рандомизированного каталога (аппроксимация фонового пика), желтая гистограмма — полученное распределение кластеризованной части. На вставках — распределение соответствующих событий в пространстве, по оси X — долгота, по оси Y — широта, черные полупрозрачные кружки — события ниже уровня представительности, синие кружки — события выше уровня представительности. Зеленым эллипсом условно показана область, в которой концентрируется рифтовая сейсмичность, красными эллипсами показаны области концентрации вулканической сейсмичности. Номера графиков соответствуют номерам строк в табл. 2. Желтыми треугольниками промаркированы распределения для предполагаемых периодов подготовки извержений, красными — распределения для периодов во время извержений.

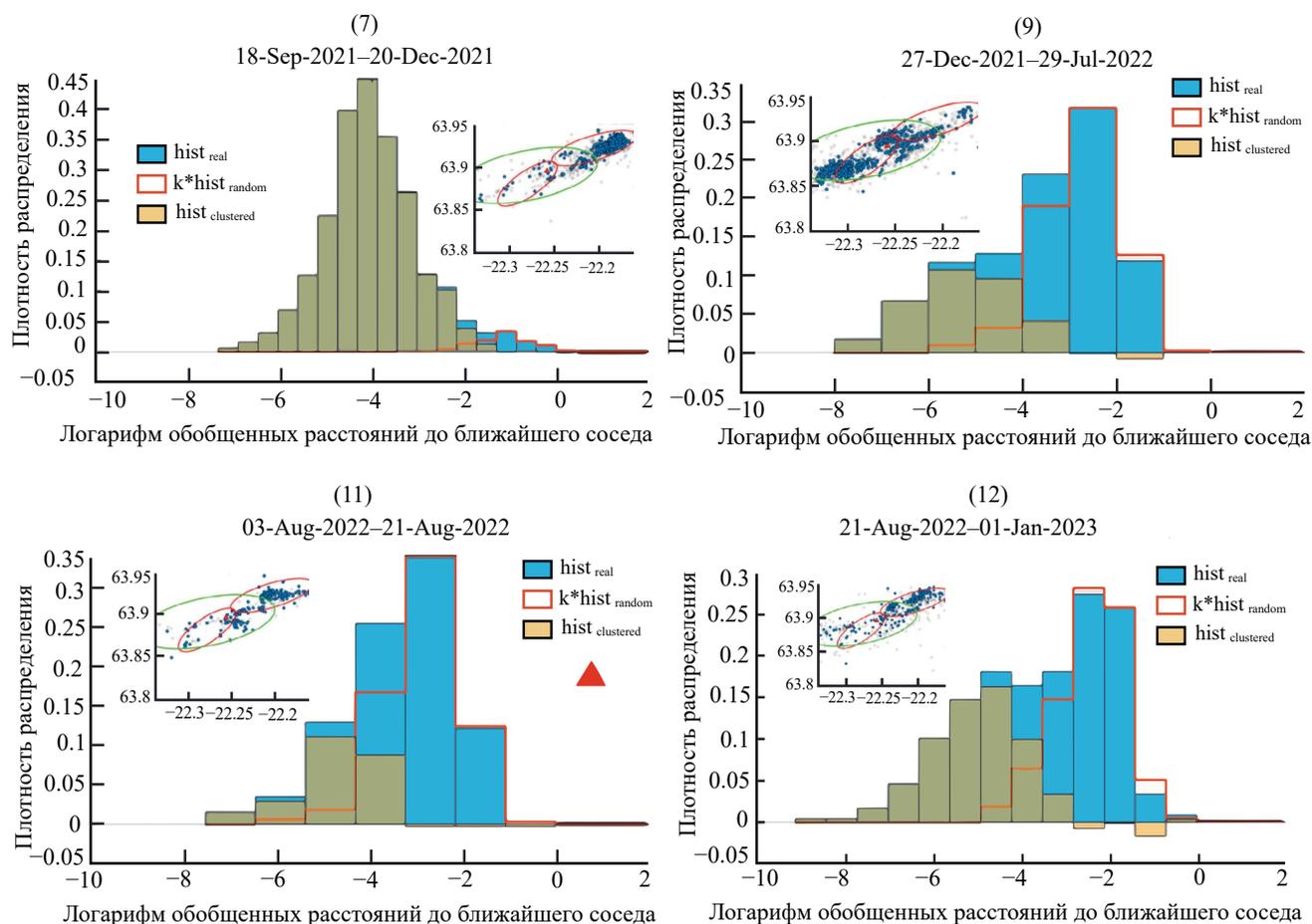


Рис. 5. Продолжение.

наблюдается хорошо выраженная бимодальность распределения обобщенных расстояний до ближайшего соседа с высокой степенью кластеризации (от 70 до 90%). Эта сейсмичность, вероятно, имеет тектоническую природу [Fischer et al., 2022].

К моменту же извержения 2021 г. события начинают концентрироваться в области вулканической системы трещин (см. рис. 5, выделено красными эллипсами на вставках). Переходным периодом является № 5 (см. рис. 5(5)), поэтому часть событий, которая может относиться к тектонической сейсмичности была удалена из рассмотрения (см. рис. 5(5), удаленные события выделены зеленым цветом на вставке). В этом периоде, соответствующем процессу интрузии перед извержением, наблюдается одномодальное распределение, схожее с тем, что наблюдалось для случая VAR (см. рис. 3(2), 3(3)). Далее же во время извержения (см. рис. 5(6))

также наблюдается одномодальное распределение, но с выраженным “хвостом” в левой части, в отличие от случая VAR, однако степень кластеризации в этом периоде также падает по сравнению с другими периодами.

Период № 7 (см. рис. 5(7)) является неоднозначным, правый пик почти полностью отсутствует, и на графике представлена декомпозиция, полученная ручным методом, исходя из предположения, что этот период содержит афтершоковую серию, об этом также косвенно говорит относительно большое значение параметра асимметрии выделения энергии.

Далее в промежутке между двумя эпизодами извержения (см. рис. 5(9)) распределение снова приобретает бимодальность. Затем во время второго эпизода извержения (см. рис. 5(11)) имеет скорее одномодальную форму, однако

этот эпизод слишком короткий, чтобы делать какие-то однозначные выводы.

В период же после извержения распределение снова стремится к бимодальной форме.

В целом в обоих случаях наблюдается различие в режиме сейсмичности непосредственно перед извержением, во время извержения и за долго до или после извержения (см. рис. 3(2)–3(5), 3(7)), 5(5), 5(6), 5(11)). При этом для тектонической сейсмичности в тех же регионах наблюдается “классический” бимодальный график.

Можно также заметить, что даже после извержения довольно долгое время сейсмичность продолжает концентрироваться на тех же структурах, где происходила интрузия. Возможно, это объясняется некоторым эффектом релаксации среды после интенсивного воздействия.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Стоит отметить, что в предыдущем разделе во всех случаях для удобства степень кластеризации мы называем долей, которую составляет левая (желтая) часть распределения от общего, хотя в случаях тектонической и вулканической сейсмичности наличие этой части распределения может иметь разную природу.

Два типа одномодальных распределений

Среди обнаруженных одномодальных графиков, судя по всему, выделяется два типа распределений. Перед извержением наблюдается одномодальное распределение, которое при перемешивании всех событий не совпадает само с собой, свидетельствуя, видимо, о присутствии связей между событиями, которые разрываются процедурой рандомизации. Во время же извержения наблюдаются распределения, которые при перемешивании практически полностью совпадают с собой, что позволяет предполагать, что это полностью случайная сейсмичность, состоящая в основном из фоновых событий.

Стоит отметить, что первый тип одномодального распределения, судя по всему, также соответствует афтершоковым сериям (например,

рис. 6). Параметр асимметрии энергии для этих событий: 11.10.

Неоднозначность декомпозиций

Следует упомянуть, что для первого типа одномодальных распределений сложно однозначно провести декомпозицию на две части, и оно носит частично субъективный характер. Например, можно представить альтернативную декомпозицию для периода № 3 случая BAR (рис. 7).

К тому же стоит иметь в виду, что, предполагая, что две части распределения перекрываются друг с другом настолько, что становятся неразличимы, разделяя их одним строгим порогом, немалую часть событий мы идентифицируем неверно.

Значения дельта продуктивностей для альтернативной декомпозиции получаются такие: $\Lambda_{0,5} = 0.3$ и $\Lambda_{1,0} = 1.13$, а доля фоновой сейсмичности — около 40%.

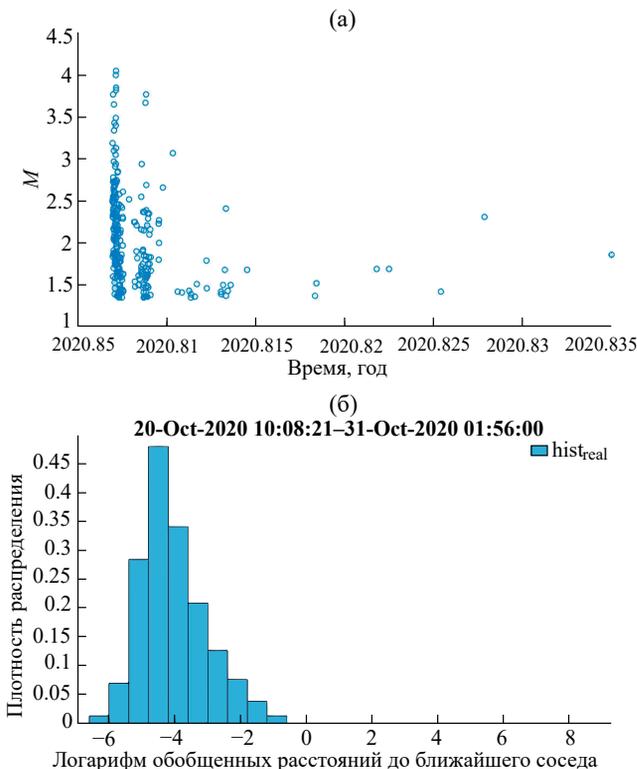


Рис. 6. Пример афтершоковой серии из региона для случая FAG.

а — распределение событий серии во времени; б — распределение обобщенных расстояний до ближайшего соседа афтершоковой серии.

Таблица 3. Параметры для набора последовательных пересекающихся окон

| | Период | Активность, сутки ⁻¹ | Energy skewness |
|---|---|---------------------------------|-----------------|
| 1 | 18.08.2014 14:37:25 – 22.08.2014 08:06:39 | 75.631 | 0.262 |
| 2 | 19.08.2014 13:04:54 – 24.08.2014 10:52:52 | 50.120 | –1.385 |
| 3 | 21.08.2014 00:56:32 – 24.08.2014 11:36:40 | 70.547 | –2.725 |
| 4 | 22.08.2014 06:39:52 – 25.08.2014 19:12:23 | 56.493 | –0.031 |
| 5 | 23.08.2014 13:25:44 – 26.08.2014 19:25:45 | 103.384 | 0.222 |
| 6 | 24.08.2014 12:15:30 – 28.08.2014 14:30:14 | 54.964 | –0.399 |
| 7 | 25.08.2014 22:41:39 – 30.08.2014 21:41:18 | 42.557 | 1.409 |
| 8 | 27.08.2014 23:13:11 – 01.09.2014 10:00:54 | 57.531 | –0.618 |
| 9 | 29.08.2014 18:53:29 – 03.09.2014 01:12:21 | 92.913 | 2.693 |

Примечание. Energy skewness — коэффициент асимметрии высвобожденной энергии.

Чтобы попробовать решить проблему с одномодальными распределениями первого типа, можно разбить выбранный период на еще меньшие (табл. 3) и проследить изменения распределения во времени (рис. 8).

На рис. 8 прослеживается переход формы распределения от первого типа ко второму. Графики, охватывающие период с 21 по 30 августа 2014 г. в совокупности, представляют период № 3 (см. табл. 1), на всех из них доля фоновой сейсмичности k колеблется примерно от 60 до 70%. Исходя из этого, можно отдать предпочтение первому варианту декомпозиции для

этого участка (см. рис. 3(3)), который также дает значение $k = 74\%$, хотя это и не является строгим доказательством.

В целом с точки зрения формы распределения расстояний до ближайшего соседа наблюдаются три типа ситуаций.

1. “Классическое” бимодальное распределение, легко разделяется на две составляющие.
2. Одномодальное распределение, которое после рандомизации практически полностью совпадает само с собой.
3. Одномодальное распределение с небольшим “горбом” или хвостом на левом склоне распределения. При тщательном подборе параметров мода рандомизированного распределения приближается к моде исходного распределения, а также хорошо аппроксимирует его правый склон, позволяя произвести декомпозицию на две составляющие.

Практика показывает, что первый случай наблюдается для “классической” тектонической сейсмичности в большинстве регионов Земли. Второй случай также наблюдается во некоторых ситуациях, например, для гейзерной сейсмичности [Малютин, 2023], также в лабораторных экспериментах [Маточкина, 2023]. Третья ситуация, видимо, наблюдается в случаях высокой активности, из-за чего обе компоненты оказываются слишком близко друг к другу и становятся плохо различимы, примеры такого также получены в лабораторных экспериментах [Маточкина, 2023] и для техногенной

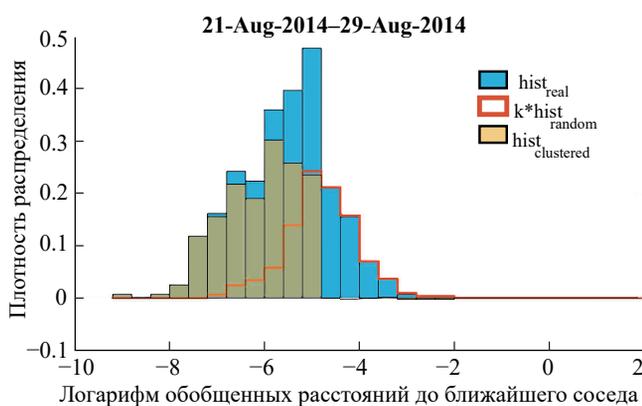


Рис. 7. Пример альтернативного варианта декомпозиции на фоновую и кластеризованную части для периода № 3 (см. табл. 1).

Голубая гистограмма — фактическое реальное распределение, красная гистограмма — распределение рандомизированного каталога (аппроксимация фонового пика), желтая гистограмма — полученное распределение кластеризованной части.

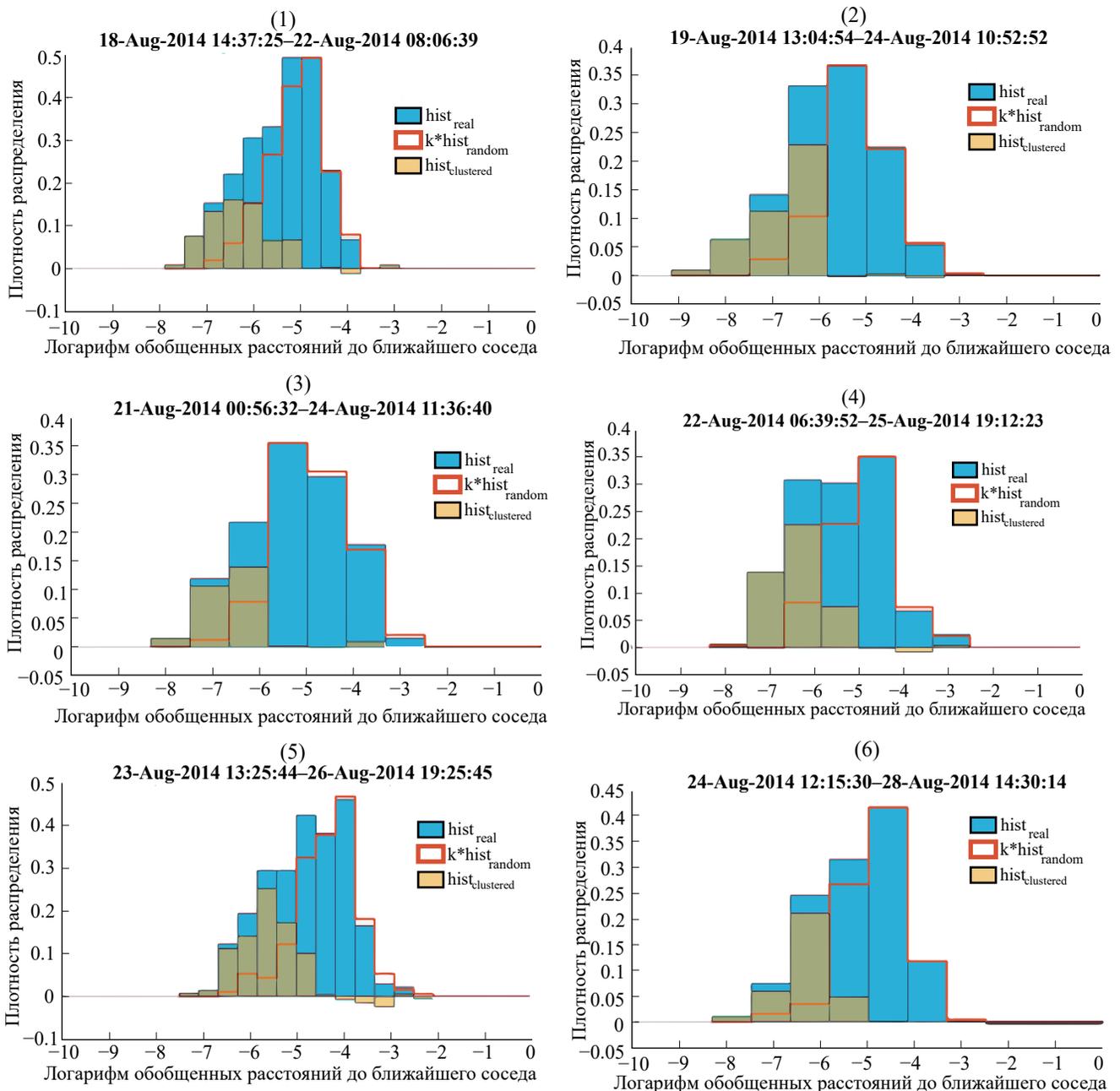


Рис. 8. Полученные распределения обобщенных расстояний до ближайшего соседа для случая VAR для набора последовательных временных окон в период перед извержением.

Голубая гистограмма — фактическое реальное распределение, красная гистограмма — распределение рандомизированного каталога (аппроксимация фонового пика), желтая гистограмма — полученное распределение кластеризованной части. Номера графиков соответствуют номерам строк из табл. 3.

сейсмичности [Баранов и др., 2020]. Предположительно, с этим же эффектом столкнулись авторы статьи [Traversa, Grasso, 2010].

Таким образом распределение, наблюдаемое в период интрузии, вероятно, проявляет некоторую внутреннюю неоднородность сейсмичности.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1) Для сейсмичности, приуроченной к извержениям, наблюдаются одномодальные формы распределения расстояний до ближайшего соседа, в отличие от “классического” бимодального распределения, известного для тектонической сейсмичности.

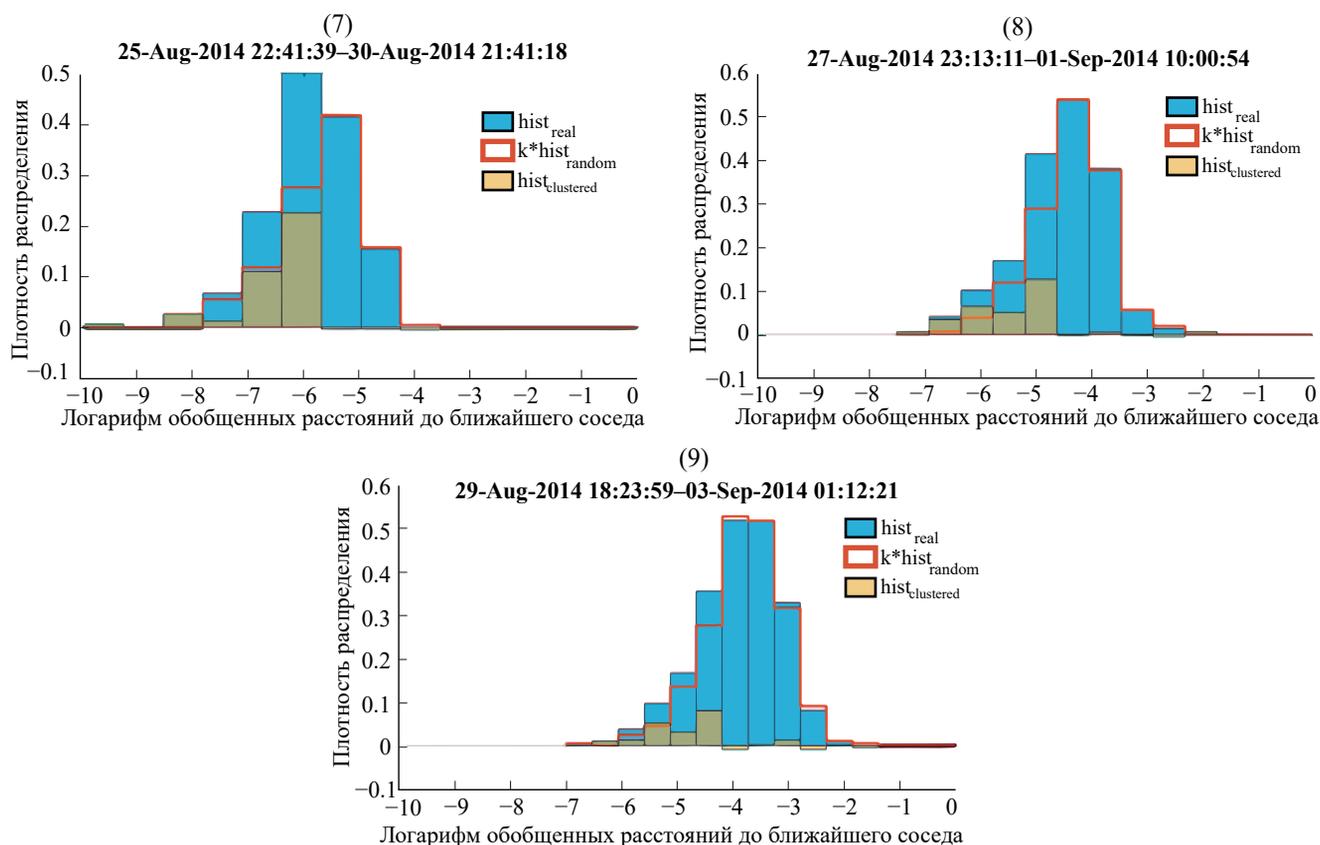


Рис. 8. Продолжение.

2) Наблюдаются два типа одномодальных распределений:

а) одномодальное распределение, которое после рандомизации практически полностью совпадает само с собой;

б) одномодальное распределение с небольшим “горбом” или хвостом на левом склоне распределения. Мода рандомизированного распределения может совпасть с модой исходного распределения, а также хорошо аппроксимирует его правый склон, позволяя произвести декомпозицию на две составляющие. Тот факт, что такое распределение не совпадает само с собой при рандомизации может говорить о том, что эти события происходят не полностью случайно.

3) Второй тип наблюдается, предположительно, для вулканических роев, предшествующих извержению, вызванных, вероятно, интрузией магмы в дайки. К тому же похожая форма распределения наблюдается для одиночных афтершоковых серий, чтобы отличить одно от другого, был проанализирован параметр

асимметрии высвобождения сейсмического момента во времени.

4) Одномодальность распределения в случае вулканических роев можно гипотетически объяснить тем, что из-за высокой сконцентрированности событий в пространстве и времени фоновый и кластеризованный пики находятся слишком близко друг другу и становятся плохо различимы. В таком случае попытки разделить распределение на два дают оценки доли фоновой сейсмичности от 60 до 90%. Такая форма распределения, вероятно, говорит о внутренней неоднородности таких сейсмических режимов. Также стоит отметить, что очень похожее распределение наблюдается в лабораторных исследованиях для акустической эмиссии в образцах горных пород [Маточкина, 2023], а также было наблюденно для техногенной сейсмичности [Баранов и др., 2020].

5) Первый же тип одномодальных распределений проявляется уже во время извержения. Стоит отметить, что очень низкая степень кластеризации наблюдается, например, для сейсмичности в геотермальных зонах, в долинах

гейзеров [Малютин, 2023]. И такой тип одномодальных распределений (полное совпадение рандомизированного распределения с реальным) наблюдается для событий, инициированных закачкой воды в горные породы [Малютин, 2023].

б) Были предприняты попытки провести декомпозицию событий на фоновую и клас-теризованную части для одномодальных распределений вулканических роев, предшествующих извержениям. И далее на основе этого разделения рассчитать дельта продуктивность, в виду малого числа событий и их низкой магнитуды, не удастся выбрать значения ΔM больше 1. Значения получаются похожими на известные для тектонической сейсмичности (около 0.5), например, [Баранов, Шебалин, 2019]. Однако, для случая VAR перед извержением (см. табл. 1, период № 3) значение аномально большое 0.87, либо 1.13 в зависимости от выбранного варианта декомпозиции.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Была проанализирована вулканическая сейсмичность двух извержений вулканов региона Исландии на предмет группирования и однородности. В данной работе для этого был применен метод ближайшего соседа Бен-Зиона–Заляпина. Показано, что распределение обобщенных расстояний до ближайшего соседа, которое обычно в тектонической сейсмичности имеет бимодальную форму, в периоды, приуроченные к вулканической активности, становится одномодальным. Причем продемонстрировано, что эта особенность связана именно с периодами извержений, а не с выбором рассматриваемых регионов. Однако и среди одномодальных распределений путем сравнения с распределением рандомизированного каталога было выявлено два типа. Есть основания полагать, что один из типов, наблюдающийся преимущественно в периоды интрузий перед извержением, является скорее композицией двух близких распределений, свидетельствуя о неоднородности сейсмичности, при этом стоит иметь в виду, что природа наличия такой неоднородности может отличаться от той, что наблюдается в тектонической сейсмичности. Во время же извержений это неоднородность уменьшается или почти исчезает. В целом оба типа распределений уже наблюдались в других

исследованиях: в лабораторных экспериментах [Маточкина, 2023], для техногенной сейсмичности [Баранов и др., 2020], при изучении событий, инициированных закачкой воды в горные породы [Малютин, 2023]. Установление природы неоднородности в периоды интрузий может быть важным направлением дальнейшего исследования.

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор выражает благодарность исландской метеорологической службе IMO (<https://en.vedur.is>) за открытый доступ к каталогу землетрясений локальной сейсмической сети.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при поддержке проекта Российского Научного Фонда № 20-17-00180П.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Автор данной работы заявляет, что у него нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Баранов С.В., Жукова С.А., Корчак П.А., Шебалин П.Н.* Продуктивность техногенной сейсмичности // Физика Земли. 2020. С. 40–51.
<https://doi.org/10.31857/S0002333720030011>
- Баранов С.В., Шебалин П.Н.* Закономерности постсейсмических процессов и прогноз опасности сильных афтершоков. М.: РАН, 2019. 218 с.
- Гордеев Е.И.* Сейсмичность вулканов и контроль вулканической активности // Вестник Дальневосточного отделения Российской академии наук. 2007. № 2. С. 38–45.
- Малютин П.А.* Воздействие флюидных режимов на вариации продуктивности землетрясений по данным натурных экспериментов // Проблемы комплексного геофизического мониторинга сейсмоактивных регионов / Труды Девятой Всероссийской научно-технической конференции с международным участием 24–30 сентября 2023 г. Петропавловск-Камчатский, 2023. С. 156–162.
- Маточкина С.Д.* Проверка выполнения закона продуктивности землетрясений в условиях лабораторных экспериментов по разрушению горных пород // III Всероссийская научная конференция с международным участием “Современные методы оценки сейсмической опасности и прогноза землетрясений”

- (Москва, ИТПЗ РАН, 25–26 октября 2023 г.). М.: ИТПЗ РАН, 2023. С. 160–164.
- Baiesi M., Paczuski M.* Scale-free networks of earthquakes and aftershocks // *Phys. Physical Rev. E // Statistical, non-linear, and soft matter physics.* 2004. V. 69. Iss. 066106. <https://doi.org/10.1103/PhysRevE.69.066106>
- Bender B.* Maximum likelihood estimation of *b* values for magnitude grouped data // *Bull. of the Seismological Society of America.* 1983. V. 73. P. 831–851.
- Einarsson P., Brandsdóttir B.* Seismicity of the Northern Volcanic Zone of Iceland // *Front. Earth Sci.* 2021. V. 9. 628967. <https://doi.org/10.3389/feart.2021.628967>
- Fischer T., Hrubcova P., Salama A., Doubravová J., Agustsdóttir T., Gudnason E., Horalek J., Hersir G.P.* Swarm seismicity illuminates stress transfer prior to the 2021 Fagradalsfjall eruption in Iceland // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2022. V. 594. 117685. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2022.117685>
- Jacobs K., Menutt S.* Using seismic *b*-values to interpret seismicity rates and physical processes during the preeruptive earthquake swarm at Augustine Volcano 2005–2006 // *US Geological Survey Professional Paper.* 2010. P. 59–75.
- Jordan T.H.* Far-field detection of slow precursors to fast seismic ruptures // *Geophys. Res. Lett.* 1991. V. 18. P. 2019–2022.
- Kanamori H.* Energy release in great earthquakes // *J. Geophys. Res.* 1977. V. 82(20). P. 2981–2987.
- Mignan A., Woessner J.* Estimating the magnitude of completeness for earthquake catalogs // *Community Online Resource for Statistical Seismicity Analysis.* 2012. <https://doi.org/10.5078/corssa-00180805>. Available at <http://www.corssa.org>
- Minakami T.* Fundamental research for predicting volcanic eruptions. Part 1 // *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo.* 1960. V. 38. P. 497–544.
- Molchan G.* Interevent Time Distribution in Seismicity: A Theoretical Approach // *Pure and Applied Geophysics.* 2005. V. 162. <https://doi.org/10.1007/s00024-004-2664-5>
- Nandan S., Ram S., Ouillon G., Sornette D.* Is Seismicity Operating at a Critical Point? // *Phys. Rev. Lett.* 2021. V. 126. <https://doi.org/10.1103/PhysRevLett.126.128501>
- Passarelli L., Rivalta E., Jónsson S., Hensch M., Metzger S., Jakobsdóttir S.S., Maccaferri F., Corbi F., Dahm T.* Scaling and spatial complementarity of tectonic earthquake swarms // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2018. V. 482. P. 62–70. <http://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.10.052>
- Roland E., Jeffrey J. McGuire.* Earthquake swarms on transform faults // *Geophys. J. International.* 2009. V. 178. P. 1677–1690.
- Shebalin P.N., Narteau C., Baranov S.V.* Earthquake productivity law // *Geophys. J. International.* 2020. V. 222. Iss. 2. P. 1264–1269. <https://doi.org/10.1093/gji/ggaa252>
- Sigmundsson F., Hooper A., Hreinsdóttir S., Vogfjörd K., Ofeigsson B., Heimisson E., Dumont S., Parks M., Spaans K., Gudmundsson G., Drouin V., Árnadóttir T., Jonsdóttir K., Gudmundsson M., Högnadóttir T., Fridriksdóttir H., Hensch M., Einarsson P., Magnússon E., Eibl E.* Segmented lateral dyke growth in a rifting event at Bárðarbunga volcanic system, Iceland // *Nature.* 2015. V. 517. P. 191–195.
- Sornette D., Helmstetter A.* Endogeneous Versus Exogeneous Shocks in Systems with Memory // *Phys. A: Statistical Mechanics and its Applications.* 2003. V. 318. 577–591. [https://doi.org/10.1016/S0378-4371\(02\)01371-7](https://doi.org/10.1016/S0378-4371(02)01371-7)
- Traversa P., Grasso J.-R.* How is Volcano Seismicity Different from Tectonic Seismicity? // *Bull. of the Seismological Society of America.* 2010. V. 100. <https://doi.org/10.1785/0120090214>
- Zaliapin I., Ben-Zion Y.* Earthquake clusters in southern California I: Identification and stability // *J. Geophys. Res. Solid Earth.* 2013. V. 118. P. 2847–2864. <https://doi.org/10.1002/jgrb.50179>
- Zaliapin I., Gabrielov A., Keilis-Borok V.I., Wong H.* Clustering analysis of seismicity and aftershock identification // *Phys. Rev. Lett.* 2008. V. 101. 018501. <https://doi.org/10.1103/PhysRevLett.101.018501>

Application of the Nearest Neighbor Method to the Analysis of Volcanic Swarms Using Data From Iceland's Bárðarbunga and Fagradalsfjall Volcanoes

E. M. Grekov

*Institute of Earthquake Prediction Theory and Mathematical Geophysics Russian Academy of Sciences (IEPT RAS),
Profsoyuznaya str., 84/32, Moscow, 117997 Russia
Faculty of Physics, Department of the Physics of the Earth, Lomonosov Moscow State University,
Leninskie Gory, 1, bld. 2, Moscow, 119991 Russia
e-mail: grekov.em16@physics.msu.ru*

The paper is devoted to the analysis of grouping of volcanic seismicity events, especially in volcanic swarms. Volcanic swarms observed during the eruptions of the Bárðarbunga (2014) and Fagradalsfjall (2021) volcanoes in Iceland were analyzed. In the paper, an attempt was made to apply the nearest neighbor method the stated goal. The method allows identifying groups with different scales of generalized distances. For example, it typically reveals two groups of events in tectonic seismicity and is widely used to identify aftershocks. As a result of the work, significant differences were observed in the shape of the distributions of generalized distances to the nearest neighbor for volcanic seismicity compared to tectonic seismicity. Namely, two types of unimodal distributions were found, one of them is observed mainly before the eruption, and the other during the eruption. The first type is probably caused by the merging of two close distribution modes and reflects the internal heterogeneity of seismicity during such periods. However, the unimodality of distributions makes it difficult to identify events in terms of related (clustered) or independent (background). Based on the results obtained, it can be assumed that before the eruption, the proportion of background seismicity fluctuates around 70%, and during the eruption from 90 to 100%. This may indicate different sources of seismicity at one or another stage of the eruption.

Keywords: Iceland, seismology, volcanic seismicity, volcanic swarms, seismicity clustering, nearest neighbor method