

ISSN 0203-0306

Номер 2

Март–Апрель 2024



ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ



НАУКА

— 1727 —

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 2, 2024

Извержения вулкана Ключевской (Камчатка) в 2019–2021 гг. <i>Н. А. Жаринов, Ю. В. Демянчук</i>	3
Магнитуды сейсмических событий, индуцированных инъекциями флюидов в земной коре <i>А. В. Кирюхин, Y. Fujii, В. А. Алат, Е. В. Черных</i>	14
Квазилинейные цепочки землетрясений в группах сейсмических событий Байкальской рифтовой системы <i>А. А. Какоурова, В. И. Джурик, Е. В. Брыжак, В. М. Демьянович</i>	24
Формирование химического состава воды р. Карымская под влиянием гидротермальной и вулканической деятельности (п-ов Камчатка) <i>Е. Г. Калачева, Д. В. Мельников, А. А. Долгая, Е. В. Волошина</i>	40
Первые данные о минералогии эпитермального серебряно-золоторудного проявления Эвевпента (Камчатка, Россия) <i>П. С. Жегунов, А. В. Кутырев, Е. С. Житова, С. В. Москалёва, П. Е. Швейгерт</i>	59
Внемантийные генетические типы алмаза и перспективы Камчатской алмазоносной провинции России <i>В. И. Силаев, Г. А. Карпов, А. Г. Дёмин, Л. П. Аникин, Л. П. Вергасова, В. Н. Филиппов, И. В. Смолева, Е. А. Васильев, А. Е. Сухарев, Б. А. Макеев, А. Ф. Хазов</i>	78
Рудные элементы и минералы в возгонах вулкана Алаид (Курильская островная дуга) <i>В. В. Петрова, В. А. Рашидов, А. Б. Перепелов, В. И. Силаев, Л. П. Аникин, Н. В. Горькова, В. В. Михеев</i>	93

УДК 551.21

ИЗВЕРЖЕНИЯ ВУЛКАНА КЛЮЧЕВСКОЙ (КАМЧАТКА) в 2019–2021 гг.

© 2024 г. Н. А. Жаринов*, Ю. В. Демянчук

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

Поступила в редакцию 27.07.2023 г.

После доработки 31.08.2023 г.

Принята к публикации 06.12.2023 г.

Приведены данные об объемах извергнутых продуктов побочных и вершинных извержений в период с 1932 по 1989 гг. Показано преобладание объемов продуктов побочных извержений над вершинными, произошедшими в этот период. Рассматриваются изменения характера извержений в дальнейшем. С 1932 по 1989 гг. на вулкане происходили вершинные и побочные извержения, с 1990 по 2016 гг. – только вершинные. Изменения наступили в 2016 г., когда вновь возобновились побочные прорывы на склонах вулкана. Отмечается характерная особенность: после окончания всех вершинных извержений происходило образование провалов в центральном кратере. Приводятся характеристики провалов. Образование провалов связывается с изменениями плотности и объемов магмы при ее подъеме к дневной поверхности. Приводятся данные о вершинных извержениях 2019–2021 гг. и побочном извержении им. Г.С. Горшкова 2021 г. Представлены новые данные об изменениях морфологии вершинного кратера в ходе извержений и провалах в кратере после завершения извержений.

Ключевые слова: вулкан Ключевской, вершинные и побочные извержения, провалы в вершинном кратере, эксплозивная и эффузивная деятельность

DOI: 10.31857/S0203030624020019, EDN: MQOSFD

ВВЕДЕНИЕ

Крупнейший базальтовый вулкан Камчатки – Ключевской (56°.1 с.ш., 160°.6 в.д.) характеризуется вершинными и побочными извержениями на его склонах (рис. 1). В настоящее время получены точные данные о 19 побочных и 20 вершинных извержениях, произошедших за период с начала систематического изучения вулкана Ключевской с 1935 г. Можно выделить определенные циклы в извержениях вулкана. Побочные прорывы поднимались с высоты 450 м в 1932 г. до высоты 4200 м в 1989 г. [Федотов, Жаринов, 2007]. В течение 26 лет, с 1990 по 2016 гг., на вулкане происходили только вершинные извержения [Жаринов, Демянчук, 2016]. Существуют две точки зрения на вклад вершинных и побочных извержений в формировании постройки вулкана и расход изверженных продуктов. По одной версии, соотношение

вершинных и побочных извержений оценивается 100:1, т.е. вклад побочных извержений в формирование вулкана составляет всего 1% [Озеров, 2019]. В то же время в активный период 1932–1989 гг., когда происходили одновременно и вершинные, и побочные извержения, всеми вершинными извержениями было извергнуто 450 млн м³ лавы и 326 млн м³ пирокластики (общий весовой объем 1516 млн т). Отношение объемов лав и пирокластики равно 0.72.

При всех побочных извержениях за это же время было извергнуто 763 млн м³ лав и 63 млн м³ пирокластики (общий весовой объем 1984 млн т). Отношение лав и пирокластики равно 0.08. В целом в 1932–1989 гг. во время побочных извержений было извергнуто 57% общего веса их продуктов и за это же время от вершинных извержений поступило 43%. Объем изверженного материала от побочных извержений превышал объем



Рис. 1. Общий вид на вулкан Ключевской (вид с северо-востока). На переднем плане видны шлаковые конусы побочных прорывов. Фото Ю.В. Демянчука.

от вершинных извержений. Вершинные извержения этого периода были преимущественно эксплозивно-эффузивные, во время побочных извержений наблюдалась слабая эксплозивная деятельность и изливание лавы из трещин, возникших в ходе извержения [Федотов, Жаринов, 2007]. Таким образом, интервал времени с 1932 по 1989 гг., когда происходили почти непрерывно вершинные извержения, сопровождаемые или одновременно с побочными прорывами на склонах вулкана, можно считать исключительным в развитии вулкана.

Изучение вклада вершинных и побочных извержений в формирование Ключевского вулкана важно при изучении петрологии базальтов. Отметим, что во время *вершинных* извержений на дневную поверхность, согласно классификации А.Ю. Озерова [2019], поступают высокоглиноземистые андезибазальты, а во время *побочных* извержений — глиноземистые и магнезиальные андезибазальты, а также высокомагнезиальные базальты [Озеров, 2019].

ПЕРЕСТРОЙКА ДИНАМИКИ ИЗВЕРЖЕНИЙ КЛЮЧЕВСКОГО ВУЛКАНА

Изменения в характере деятельности вулкана начали происходить в 2016 г. После серии глубоких землетрясений I–II типа 25 февраля–19 марта в кратере вулкана появилось зарево от раскаленных бомб, что свидетельствовало о начале нового вершинного извержения. В ходе вершинного извержения 2016 г. в восточном Апахончичском желобе произошел обвал, а вслед за ним на отметке 4600 м началось субтерминальное побочное извержение им. Е.К. Мархинина. После 26-летнего перерыва на склоне вулкана вновь образовался побочный прорыв [Жаринов и др., 2018].

Из расчетов установлено свойство магматической питающей системы вулкана: одинаковое избыточное давление необходимо для подъема магм как по центральному выводному каналу к вершинному кратеру, так и по радиальным дайкам к жерлам побочных извержений [Федотов, 2006]. Причиной подъема магм в питающей

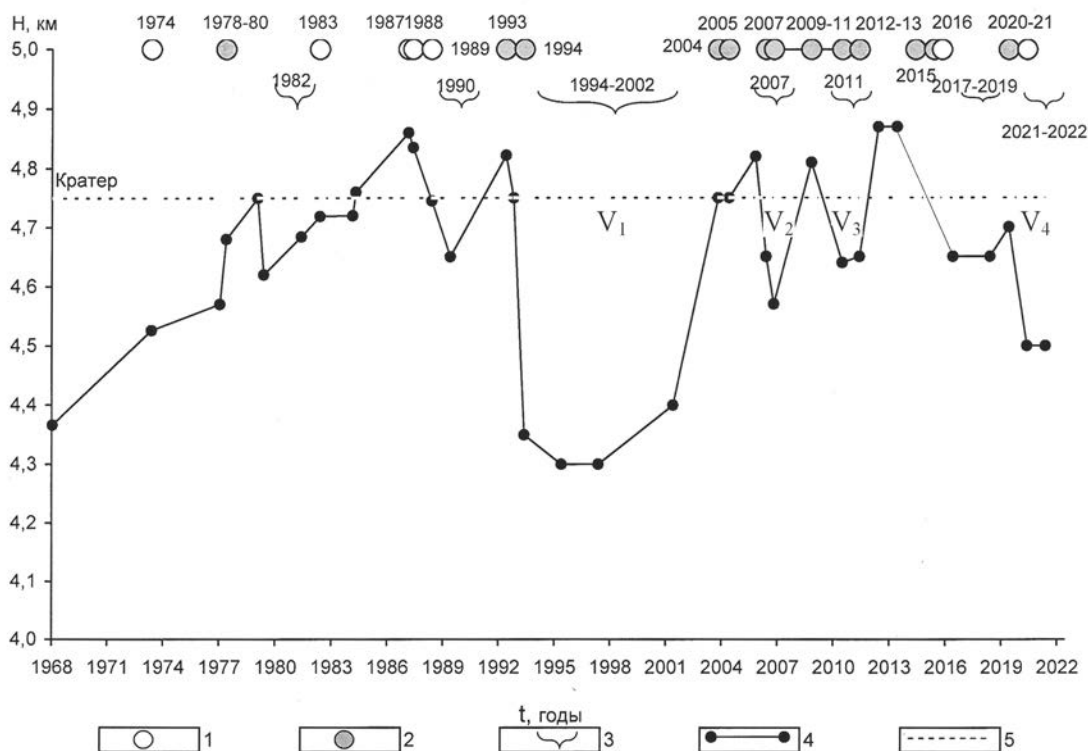


Рис. 2. Изменение высот дна кратера и вершины вулкана Ключевской относительно уровня моря за 1968–2022 гг. 1 – побочное извержение; 2 – вершинное извержение; 3 – провалы вершинного кратера; 4 – высота дна вершинного кратера и его вершины; 5 – уровень лавы при заполненном продуктами извержений кратере и начале излияния лавы на склоны вулкана.

системе вулкана является избыточное давление, определяемое соотношением:

$$\Delta P(h) = (\rho_m - \rho_c)gh,$$

где ρ_m – плотность магмы, ρ_c – плотность окружающих пород, g – ускорение силы тяжести, h – глубина. Это соотношение определяет минимальную величину избыточного давления. Для перемещения магмы по подводящему каналу или ответвлениям от него требуется дополнительное давление [Федотов, 2006]. Внедрение даек в толще коры происходит в случае, если избыточное давление равно 100–200 бар и более. Такое избыточное давление возникает на глубинах 2–6 км в нижних слоях вулканогенно-осадочного слоя, где плотность магмы становится близкой плотности окружающих пород. Здесь создаются условия для внедрения магмы, образования силлов и даек.

Движение магмы в питающем канале можно рассматривать как движение жидкости, обладающей большой вязкостью. Тогда перемещение магмы (жидкости) под давлением

будет происходить в направлении наименьшего сопротивления. Для вулканов непрерывного действия, таких как Ключевской и Шивелуч [Федотов, 1991], в связи с постоянной вулканической активностью вероятность “засорения” основного питающего канала маловероятна, поэтому сопротивление движению магмы в нем минимально. Из этого следует, что вероятность извержений через вершинный кратер больше, чем появление побочных прорывов. Очевидным является факт того, что побочные прорывы будут происходить на больших высотах, где расстояния от основного канала до земной поверхности меньше, и меньше путь внедрения магмы по боковым дайкам и трещинам.

После окончания побочных прорывов, с 1990 по 2016 гг., на вулкане происходили только вершинные извержения. Существует мнение, что одноразовые каналы побочных извержений образуются в результате перекрытия генерального магмавода. Такие перекрытия могут образовываться при проседании конуса вулкана, смещениях пород при землетрясениях [Озеров, 2019].

Таблица 1. Характеристики провалов на вулкане Ключевской в 1994–2022 гг.

Время провала, гг.	Диаметр низа провала, м	Диаметр верха провала, м	Объем провала, км ³	Н – глубина, м	Расход, км ³ /год	Форма провала
V ₁ 1994–2002	200	400	0.074	400	0.0093	Усеченный конус
V ₂ 2007	-	700	0.011	110	0.0100	Конус
V ₃ 2011	100	350	0.007	250	0.0058	Усеченный конус
V ₄ 2021–2022	100	350	0.013	300	-	Усеченный конус

С таким предположением можно согласиться частично, так как множество провалов, происходящих с 1993 по 2015 гг., не сопровождались побочными прорывами (рис. 2).

Крупные события на Ключевском вулкане в 1968–2022 гг. завершались проседанием магматической колонны и образованием провалов в вершинном кратере. По-видимому, на провалы в кратере главное влияние имеют процессы, происходящие непосредственно в питающем канале: изменение магматического давления и изменение плотности магмы. Плотность жидких магм близка 2.2–3.0 г/см³, что примерно на 10% меньше плотности твердого корового или мантийного вещества, из которого выплавляется магма. Разница плотностей обусловлена расширением вещества при плавлении.

В рассматриваемые годы наибольший провал образовался после окончания пароксизмально-го вершинного извержения 7 сентября–2 октября 1994 г. Терминальное извержение 1994 г. относится к числу наиболее мощных вершинных извержений Ключевского вулкана, оно сопоставимо с терминальным извержением 1944–1945 гг. [Токарев, 1966]. Глубина провала от верхней кромки кратера после 1994 г. была близка 450 м. В дальнейшем провалы после завершения вершинных извержений происходили в 2006, 2009, 2016–2019, 2021–2022 гг. Была выполнена оценка объемов кратеров после провалов 1994–2002, 2006, 2009, 2021–2022 гг. и определены скорости заполнения трех первых названных (табл. 1).

Получены расходы изверженных продуктов для первых трех провалов: 0.0093 км³/год, 0.0100 км³/год, 0.0058 км³/год (см. табл. 1). При среднем расходе 0.0083 км³/год заполнение

провального кратера, существующего в настоящее время, может произойти через 1.6 года. По уровню проседания в кратере, т.е. глубине провалов, можно определить высоту подъема жидкой лавы в питающем канале вулкана.

АКТИВНОСТЬ КЛЮЧЕВСКОГО ВУЛКАНА В НОЯБРЕ 2019 – ФЕВРАЛЕ 2021 гг.

После окончания извержения 2016 г. на вершине вулкана образовался кратер-провал диаметром около 100 м и глубиной порядка 300 м. Его объем, по нашим оценкам, был равен примерно 0.003 км³. Появление свечения и стромболианские взрывы в центральном кратере 11 ноября 2019 г., обнаруженные по видео- и визуальным наблюдениям из пос. Ключи, можно считать началом нового вершинного извержения Ключевского вулкана (рис. 3а).

Извержение состояло из двух эксплозивно-эффузивных этапов эруптивной деятельности вершинного кратера и третьего этапа – работы нового побочного прорыва. Первый этап с 11.11.2019 по 28.06.2020 гг. был самым продолжительным – 230 дней; второй с 02.10.2020 по 08.02.2021 гг. – 129 дней. В завершение, на третьем этапе на северо-западном склоне вулкана с 18 февраля по 20 марта 2021 г. происходил новый побочный прорыв. Прорыв был назван в честь известного вулканолога члена-корреспондента АН СССР Г.С. Горшкова.

В период с декабря 2019 по февраль 2020 гг. над кратером вулкана Ключевской временно отмечались свечение и слабая стромболианско-вулканская активность (см. рис. 3б). По наблюдениям из пос. Ключи повышенная стромболианско-вулканская деятельность периодически продолжалась далее с начала марта



Рис. 3. Характерные моменты I этапа извержения (11.11.2019–28.06.2020 гг.).

a – начало извержения 11 ноября 2019 г.; *б* – усиление активности 20 января 2020 г.; *в* – мощная стромболианская активность с выбросом бомб до 1.5 тыс. м 8 марта 2020 г.; *г* – стромболианская активность 12 апреля, высота выброса бомб до 600–800 м; *д* – стромболианская активность и излияние лавовых потоков по Апахончичскому желобу 21 апреля 2020 г.; *е* – продолжение стромболианской деятельности и излияние лавовых потоков по Апахончичскому желобу 10 мая 2020 г.; *ж* – излияние лавовых потоков по Апахончичскому желобу, на заднем плане виден шлаковый конус высотой до 50 м; *з* – вид на Апахончичский желоб с юго-востока, на переднем плане контуры отложений новых лавовых потоков извержения 30 мая 2020 г. Фото Ю.В. Демянчука.

до конца мая 2020 г. В это время кратковременные усиления и ослабления стромболианской активности в вершинном кратере сопровождались мощными выбросами раскаленных бомб над кратером: 04.03, 08.03, 20.03, 04.04, 10–13.04, 21.04, 04.05, 10–15.05 (см. рис 3в–3ж). Периоды усиления и ослабления деятельности вулкана изменялись в пределах 1–2 недель.

Шлейфы с пеплом отмечались 6, 21–22 и 30 января, 4 и 23 февраля, 2, 8–10, 12, 15, 19–20, 25–30 марта, 6–22, 26–30 апреля. Шлейфы формировались во время пепловых выбросов над кратером вулкана. Высоты таких выбросов изменялись от 5.0 до 6.5 тыс. м. Направление распространения пеплов было преимущественно на восток. Усиление выбросов пепла продолжалось в мае: 2, 8, 10, 13, 15–17, 21–22, 25–26, 28–29 и 31.

Резкое усиление частоты и мощности стромболианских и вулканских взрывов отмечалось 8 марта (см. рис. 3в). В ночное время в кратере наблюдали от 7 до 29 сильных взрывов в час с высотой выброса раскаленных бомб до 500 м над кратером, а также более слабые взрывы (по данным видеозаписей Камчатской вулканологической станции, п. Ключи) [Озеров и др., 2020].

Внедрение даек и других пластовых интрузий является главной причиной землетрясений, происходящих в активные периоды деятельности вулкана. В 2019–2021 гг. сейсмическая активность происходила по-прежнему в интервале глубин 20–35 км, на глубинах 0–5 км, и в постройке вулкана. Во время усиленной вулканической деятельности, с выбросами раскаленных бомб и пепла, наблюдалось увеличение амплитуды вулканического дрожания (ВД) с 0.5 мкм/с до 10–12 мкм/с и последующий спад до нуля к окончанию активной фазы (рис. 4д). По данным сейсмостанции “Цирк” увеличение амплитуды ВД стало возрастать с начала февраля с 0.5–2 мкм/с до 3–5 мкм/с (см. рис. 4д).

После начала извержения сейсмичность перемещалась в верхние горизонты земной коры и в постройку вулкана (см. рис. 4а–4г). С окончанием активных фаз происходил обратный процесс: постепенно уменьшалось количество поверхностных землетрясений, увеличивалось число землетрясений II–III типа в промежуточной зоне и вновь появлялись глубокие

землетрясения. Появление землетрясений II–III, а затем и глубоких I типа (см. рис. 4б, 4в), свидетельствовало об оттоке магмы в подводящем канале.

Излияние лавы на склоны вулкана также сопровождалось увеличением вулканического дрожания (ВД) (см. рис. 4д). К 20 марта 2020 г. ВД на сейсмостанции CIR скачкообразно возросло до 10–20 мкм/с и 10 апреля достигло своего максимума 32 мкм/с, после чего постепенно пошло на спад.

17 апреля 2020 г. активность Ключевского вулкана находилась на умеренном уровне, над кратером наблюдался шлейф белого цвета, распространявшийся на высоте до 500 м в северо-восточном направлении. 18 апреля 2020 г. с 19:47 до 20:02 местного времени серией обвалов была разрушена юго-восточная стенка кратера. От взаимодействия лавы со льдом, покрывающей склоны вулкана, обвалы сопровождались образованием фреатических взрывов. При этом возникали протяженные грязевые потоки (лахары). В это же время происходили мощные обвалы и камнепады, связанные с разрушением лавового потока извержения 2016 г. Одновременно в центральном кратере отмечались частые стромболианские взрывы с выбросом раскаленных лавовых фрагментов. Протяженность лавового потока по Апахончичскому ЮВ желобу на 13.12.2020 г. составляла 2.8 км, азимут распространения 148°, а протяженность отложений грязекаменных потоков 4.5 км. При движении лавового потока по Апахончичскому желобу отмечались многочисленные ответвления потоков лавы от основного русла (рис. 5з). По спутниковым данным 2 мая в восточной части кратера Ключевского вулкана было зафиксировано появление небольшого шлакового конуса. 14 мая из пос. Ключи в кратере были четко видны три центра стромболианской активности. По наблюдениям со станции “Апахончич” 30 мая 2020 г. над юго-восточной кромкой вершинного кратера стала видна вершина восточного шлакового конуса. Его высота составляла около 20 м, диаметр основания 140 м, объем 165 тыс. м³.

С 10–12 мая на сейсмостанции CIR сохранилась тенденция к понижению ВД, его уровень снизился к концу июня до 3–4 мкм/с. После прекращения в первых числах июля ВД

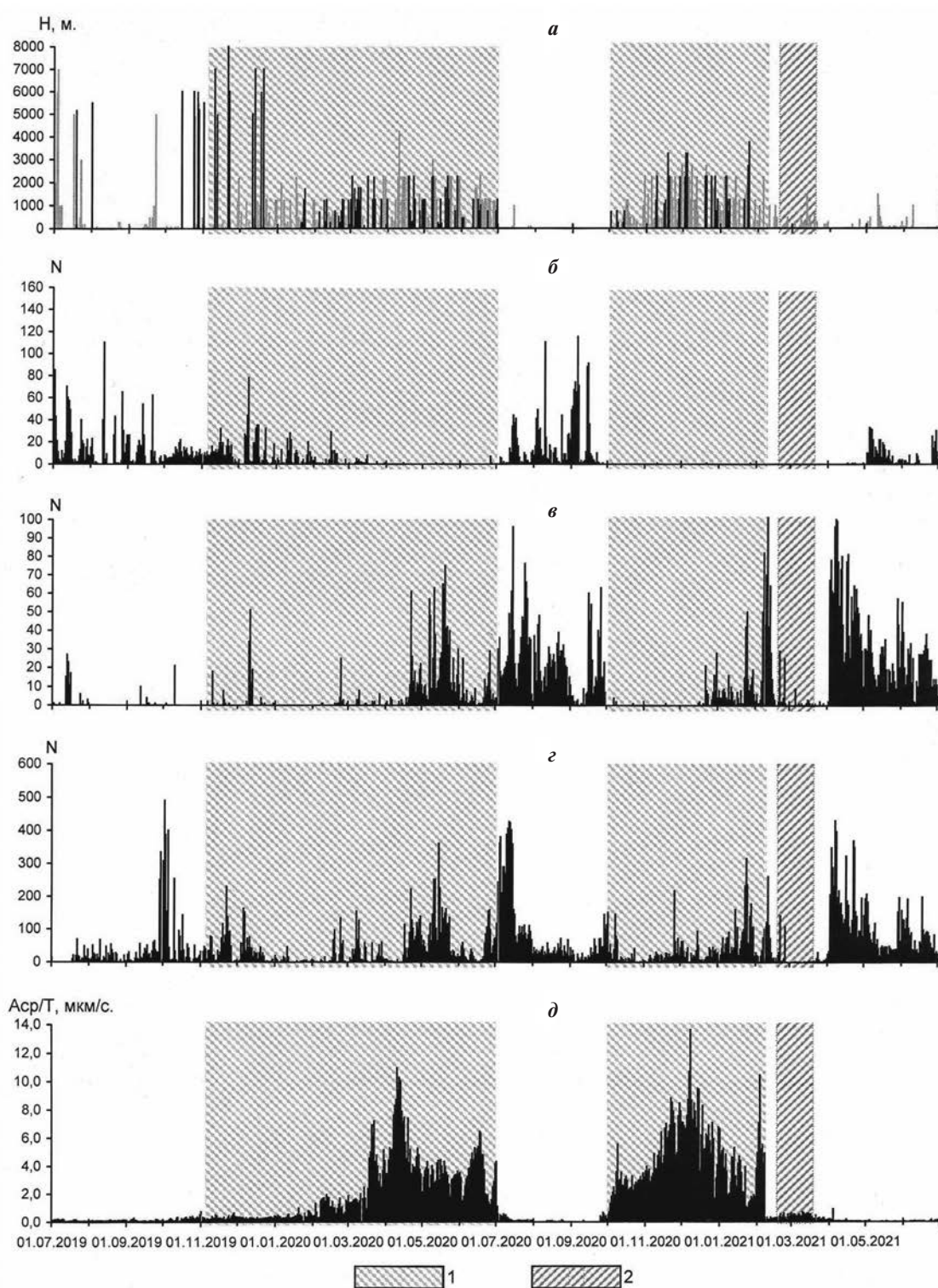


Рис. 4. Суточные характеристики сейсмической и вулканической активности вулкана Ключевской в 2019–2021 гг. *a* – изменение высоты парогазовых (светлые линии) и газо-пепловых выбросов (темные линии); *б* – число вулканических землетрясений I–II типа; *в* – число вулканических землетрясений II–III типа; *г* – число вулканических землетрясений IV типа; *д* – среднее значение вулканического дрожания Asp/T (мкм/с). Тип землетрясений дан по классификации П.И. Токарева. Характеристики сейсмической активности приведены по данным КФ ФИЦ ЕГС РАН.

1 – вершинные извержения, 2 – побочные извержения.

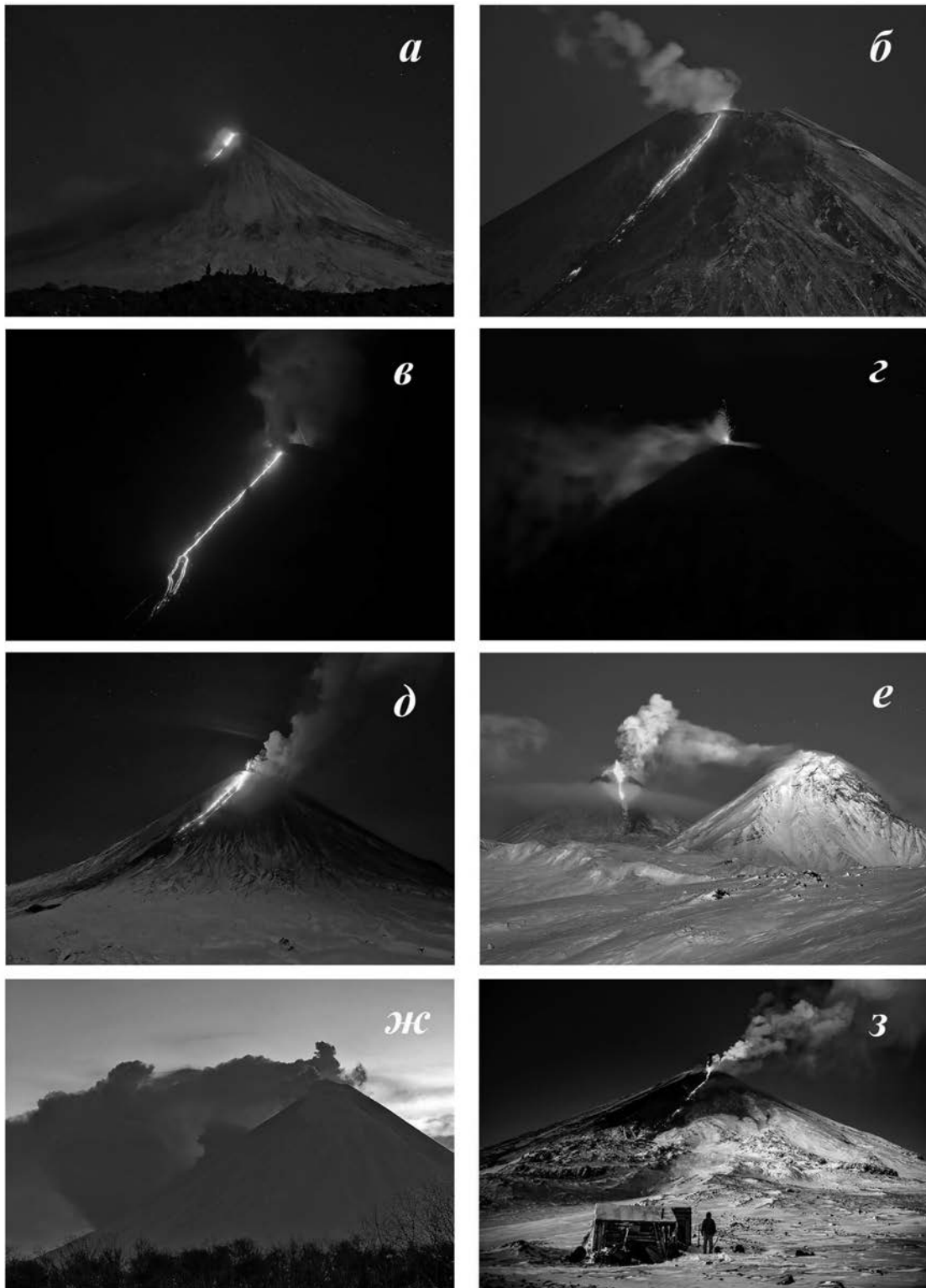


Рис. 5. Характерные моменты II этапа извержения (02.10.2020–08.02.2021 гг.).

a – возобновление излияния лавы в Апахончичский юго-восточный желоб 7 октября 2020 г.; *б* – фонтанирование лавы и ее излияние в юго-восточный желоб 24.10.2020 г.; *в* – фонтанирование лавы и ее излияние в юго-восточный желоб 13.11.2020 г.; *г* – продолжение излияния лавы в юго-восточный желоб 21 ноября 2020 г.; *д* – усиление излияния лавы в юго-восточный желоб 6 декабря 2020 г.; *е* – излияние лавы на юго-юго-западный склон вулкана, поток опустился до 3.7 тыс. м 24.12.2020 г., справа – потухший вулкан Камень; *ж* – сход палящих лавин в юго-восточный желоб 2 января 2021 г.; *з* – излияние лавы на юго-юго-западный склон 4 января 2021 г.

возобновились землетрясения IV типа, что свидетельствовало о падении избыточного давления в питающей системе вулкана и завершении I этапа извержения (см. рис. 4г). С окончанием I этапа извержения постепенно уменьшалось количество поверхностных землетрясений, увеличивалось число землетрясений в промежуточной зоне и вновь стали появляться глубокие землетрясения (см. рис. 4б–г). Такой процесс миграции землетрясений с больших глубин к поверхности и обратно наблюдался перед другими вершинными извержениями, происходящими с начала XXI века [Федотов, Жаринов, 2007; Жаринов, Демянчук, 2016].

О продолжении интрузивной деятельности в июле месяце свидетельствовало появление большого количества взрывных землетрясений (до 400 в сутки). В июле, августе и до середины сентября происходили землетрясения II–III типа и глубокие I типа (см. рис. 4б, 4в), что свидетельствовало об оттоке магмы в подводящем канале. С начала октября вновь возобновляется активность вершинного кратера, вновь появляются землетрясения IV типа, а с конца сентября – начала октября возобновляется ВД. В первой декаде декабря средняя амплитуда ВД возросла с нуля до 8–10 мкм/с (см. рис. 4д).

С 2 октября 2020 г. по 8 февраля 2021 г. происходил второй этап вершинного извержения Ключевского вулкана (см. рис. 5). Во время извержения в октябре наблюдались лавовые потоки в Апахончичском желобе, в начале декабря 2020 г. на юго – юго-западном склоне, 1 января на юго-западном склоне и 22 января на юго-западном и юго-восточном склонах. В ходе извержения наблюдались обвалы кромки кратера. В результате обвала 8 декабря на юго-юго-западной кромке вершинного кратера сформировалась пепловая туча высотой до 2 км над кратером вулкана. Пепловый шлейф распространился в северо-восточном направлении. После обвала в юго-юго-западном секторе вулкана началось излияние лавы из вершинного кратера. В этом же направлении происходило излияние лавы во время вершинного извержения 2013 г. В октябре 2020 г. извержение вершинного кратера вновь продолжалось с излиянием лавы на юго-юго-западном склоне вулкана. Во время извержения лавовые потоки наблюдались в Апахончичском желобе,

в начале декабря 2020 г. на юго-юго-западном склоне, 1 января на юго-западном склоне и 22 января на юго-западном и юго-восточном склонах. 21 января с юго-восточной кромки кратера в течение 1 часа произошло несколько крупных обвалов.

ПОБОЧНОЕ ИЗВЕРЖЕНИЕ ИМ. Г.С. ГОРШКОВА

После длительного перерыва 18 февраля 2021 г. на северо-западном склоне Ключевского вулкана на высоте около 2800 м н.у.м. началось новое побочное извержение, названное в честь известного вулканолога члена-корреспондента АН СССР Г.С. Горшкова. В первые дни активность наблюдалась в двух центрах, расположенных недалеко друг от друга (примерно в 500 м). Основные события происходили в верхнем центре. В нижнем центре лава вышла на поверхность и через неделю остановилась. В дальнейшем работал только верхний центр. С первых дней работы побочного прорыва на истоке первого центра начал расти шлаковый конус. Рост конуса сопровождался выбросами лавы с частотой до 50 в минуту. У подножия шлакового конуса образовалась бокка, из которой изливалась лава. Лавовый поток распространялся в северо-западном направлении. В результате контакта лавового потока с ледником Эрмана образовался небольшой грязевой поток, который сошел по р. Крутенькой и достиг дороги Ключи–Апахончич (рис. 6).

Для получения количественных характеристик, происходящих на земной поверхности, была выполнена аэрофотосъемка с использованием квадрокоптера Mavik-2PRO. Съемка была привязана к опознакам, координаты которых получены с помощью GPS-измерений спутниковыми геодезическими приемниками Topcon. По цифровой модели прорыва получены следующие характеристики: общая протяженность лавового потока составила 1350–1400 м, средняя ширина потока – 300 м, максимальная отметка шлакового конуса – 2909 м при средней высоте 35 м (дата съемки 23 апреля 2021 г.). По второму центру прорыва получены следующие данные: протяженность трещины прорыва была близка 230 м, отметка верхней кромки трещины прорыва 2744 м. По предварительным оценкам объем лавового потока побочного



Рис. 6. Побочный прорыв им. Г.С. Горшкова (18.02.2021–20.03.2021 гг.), расположенный на высоте 2800 м на северо-западном склоне вулкана Ключевской. Фото Ю.В. Демянчука.

прорыва им. Г.С. Горшкова составил 0.00515 км^3 , объем шлакового конуса – 0.00014 км^3 [Жаринов и др., 2022].

В ходе многолетних исследований Ключевского вулкана было установлено, что перед вершинными и побочными извержениями появляются рои слабых землетрясений. Это являлось основным прогнозным признаком извержений. Последние побочные прорывы 2016 и 2021 гг. не предварялись роями землетрясений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Отметим главные результаты и выводы, полученные на основе данных об извержениях вулкана Ключевской. После серии вершинных извержений, происходивших на вулкане в 1990–2016 гг., с 2016 г. на его склонах произошли побочный прорыв им. Е.К. Мархинина (26.04–06.11.2016 гг.) и побочный прорыв им. Г.С. Горшкова (18.02 – 20.03.2021 г.). Во время побочных прорывов, как и в предыдущие годы, происходила преимущественно эффузивная деятельность. Оба прорыва возникли на больших высотах: на 4.5 тыс. м – прорыв Е.К. Мархинина и на высоте 2.9 тыс. м – прорыв Г.С. Горшкова,

что свидетельствует о высоком уровне стояния лавы в питающем канале вулкана.

Перед вершинными извержениями происходило перемещение эпицентров землетрясений с глубин 25–30 км к дневной поверхности, а также прекращение землетрясений на глубинах 25–30 км после начала извержений.

После окончания вершинных извержений 2019–2021 гг., как и в предыдущие годы, наблюдались провалы в центральном кратере вулкана Ключевской. Глубины провалов могут свидетельствовать об уровне стояния лавы в питающем канале вулкана.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

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

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Данная работа финансировалась за счет средств бюджета Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН. Никаких дополнительных грантов на проведение или руководство данным конкретным исследованием получено не было.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Жаринов Н.А., Демянчук Ю.В.* Вершинные извержения вулкана Ключевской (Камчатка) в начале XXI столетия, 2003–2013 гг. // *Вулканоология и сейсмология*. 2016. № 1. С. 3–20.
- Жаринов Н.А., Демянчук Ю.В., Борисов И.А.* Извержения вулкана Ключевской в 2015–2016 гг. // *Вулканоология и сейсмология*. 2018. № 2. С. 3–13.
- Жаринов Н.А., Демянчук Ю.В., Цветков В.А.* Опыт применения квадрокоптера Mavic PRO для изучения побочного извержения им. Г.С. Горшкова на вулкане Ключевской в феврале – марте 2021 г. // *Материалы конференции “Вулканизм и связанные с ним процессы”*. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2022. С. 38–41.
- Озеров А.Ю., Гирина О.А., Мельников Д.В. и др.* Вулкан Ключевской: новый прорыв им. Г.С. Горшкова, 2021 г. (п-ов Камчатка) // *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле*. 2020. № 1. Вып. 49. С. 5–9.
- Озеров А.Ю.* Ключевской вулкан: вещество, динамика, модель. М.: ГЕОС, 2019. 306 с.
- Токарев П.И.* Извержения и сейсмический режим Ключевской группы вулканов. М.: Наука, 1966. 117 с.
- Федотов С.А.* О механизме вулканической деятельности на Камчатке, Курило-Камчатской дуге и в сходных структурах // *Действующие вулканы Камчатки*. Т. 1 / Отв. ред. С.А. Федотов, Ю.П. Масуренков. М.: Наука, 1991. 309 с.
- Федотов С.А.* Магматические питающие системы и механизм извержений вулканов. М.: Наука, 2006. 455 с.
- Федотов С.А., Жаринов Н.А.* Об извержениях, деформациях, сейсмичности Ключевского вулкана (Камчатка) в 1986–2005 гг. и механизме его деятельности // *Вулканоология и сейсмология*. 2007. № 2. С. 3–31.
- Черкашин Р.И., Иванов В.В., Озеров А.Ю. и др.* Активность вулкана Ключевской в ноябре 2019–июне 2020 гг. // *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле*. 2020. № 2. Вып. 46. С. 5–9.

The 2019–2021 Eruptions of Klyuchevskoy Volcano (Kamchatka)**N. A. Zharinov*, Yu. V. Demyanchuk**

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

The paper contains the data on volume of erupted products from both lateral and summit eruptions over the period 1932–1989. The paper shows that over that period the volume of the erupted products from lateral eruptions prevailed over that ones from summit eruptions. We also examined further changes of the volcano eruptive nature. From 1932 to 1989 the volcano was producing both summit and lateral eruptions, but over the period 1993–2016 Klyuchevskoy was only producing summit eruptions. In 2016, the volcano resumed lateral eruptions on its slopes. It was revealed that each summit eruption caused formation of pits in the volcano’s central crater. The paper provides specific features of those pits. The collapsed crater’s formation is associated with changes in the magma density and volume as it rises to the surface. The article provides the data on the 2019–2021 summit eruptions and the 2021 lateral eruption named after G.S. Gorshkov. The paper also contains the updates on morphological evolution of both the summit crater during the eruptions and the pits inside the crater after the eruptions.

Keywords: Klyuchevskoy Volcano, summit and lateral eruptions, summit crater’s pits, explosive and effusive activity

УДК 551.2,550.34,551.21

МАГНИТУДЫ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ, ИНДУЦИРОВАННЫХ ИНЖЕКЦИЯМИ ФЛЮИДОВ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

© 2024 г. А. В. Кирюхин^а, * У. Fujii^б, В. А. Alam^с, Е. В. Черных^а

^аИнститут вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,

бульвар Пийна, 9, Петропавловск-Камчатский, 683006 Россия

^бFaculty of Engineering, Hokkaido University, N13W8, Sapporo, 060-8628, Japan

(Инженерный факультет, Университет Хоккайдо, N13W8, Саппоро, 060-8628, Япония)

^сDepartment of Petroleum & Mining, Faculty of Civil Engineering,

Military Institute of Science and Technology, Dhaka, 1216, Bangladesh

(Горно-нефтяной отдел, Факультет гражданского инжиниринга,

Военный институт науки и технологий, Дакка, 1216, Бангладеш)

*e-mail: AVKiryukhin2@mail.ru

Поступила в редакцию 13.07.2023 г.

После доработки 31.08.2023 г.

Принята к публикации 06.12.2023 г.

На основе обобщения эмпирических данных и теоретических зависимостей получены уравнения, связывающие верхнюю границу максимальной магнитуды землетрясений и объем инъекций флюидов при закачке воды, суперкритического CO₂ и магматической деятельности, предшествующей извержениям вулканов.

Уравнения могут быть использованы для прогноза триггерной сейсмичности при добыче сланцевого газа и нефти, создании систем для извлечения геотермальной энергии, захоронении суперкритического CO₂, а также для оценки объемов инъекции магмы, предшествующих извержениям вулканов.

Ключевые слова: инъекция, флюид, триггерная, сейсмичность, магнитуда, магма, вода, CO₂

DOI: 10.31857/S0203030624020026, EDN: MQJOII

ВВЕДЕНИЕ

Сейсмичность индуцируется не только при строительстве плотин [Rastogi et al., 1998; Lamontagne et al., 2006], подземной разработке месторождений [McGarr, 1992; Shen et al., 2008; Sato et al., 1988], но и при закачке воды для извлечения углеводородов из низкопроницаемых резервуаров, что более подробно изложено в последующих разделах, а также в искусственных геотермальных системах (Enhanced Geothermal Systems, EGS) [Ladner et al., 2009; Cladouhos et al., 2010; Nicolas et al., 2011; Convertito et al., 2012]. Последнее явление известно как триггерная сейсмичность или сейсмичность, вызванная инжекцией флюидов (Injected Induced Seismicity, IIS). IIS возникает, когда напряженное состояние разлома приближается к критерию разрушения из-за снижения эффективного

стресса, вызванного увеличением порового давления [Hubbert et al., 1959; Zoback, 2010]. Сейсмичность при небольших землетрясениях не вызывает проблем, в то время как более сильные землетрясения могут вызвать значительные разрушения.

При добыче сланцевого газа в подземные массивы горных пород закачивается большое количество воды для гидроразрыва пласта и утилизации сточных вод, образующихся вместе с газом и нефтью. В данной работе предпринимается попытка обоснования уравнения для описания верхней границы максимальной магнитуды триггерной сейсмичности в зависимости от объема закачиваемой воды.

Сверхкритический CO₂ закачивается в подземный массив горных пород в рамках проектов

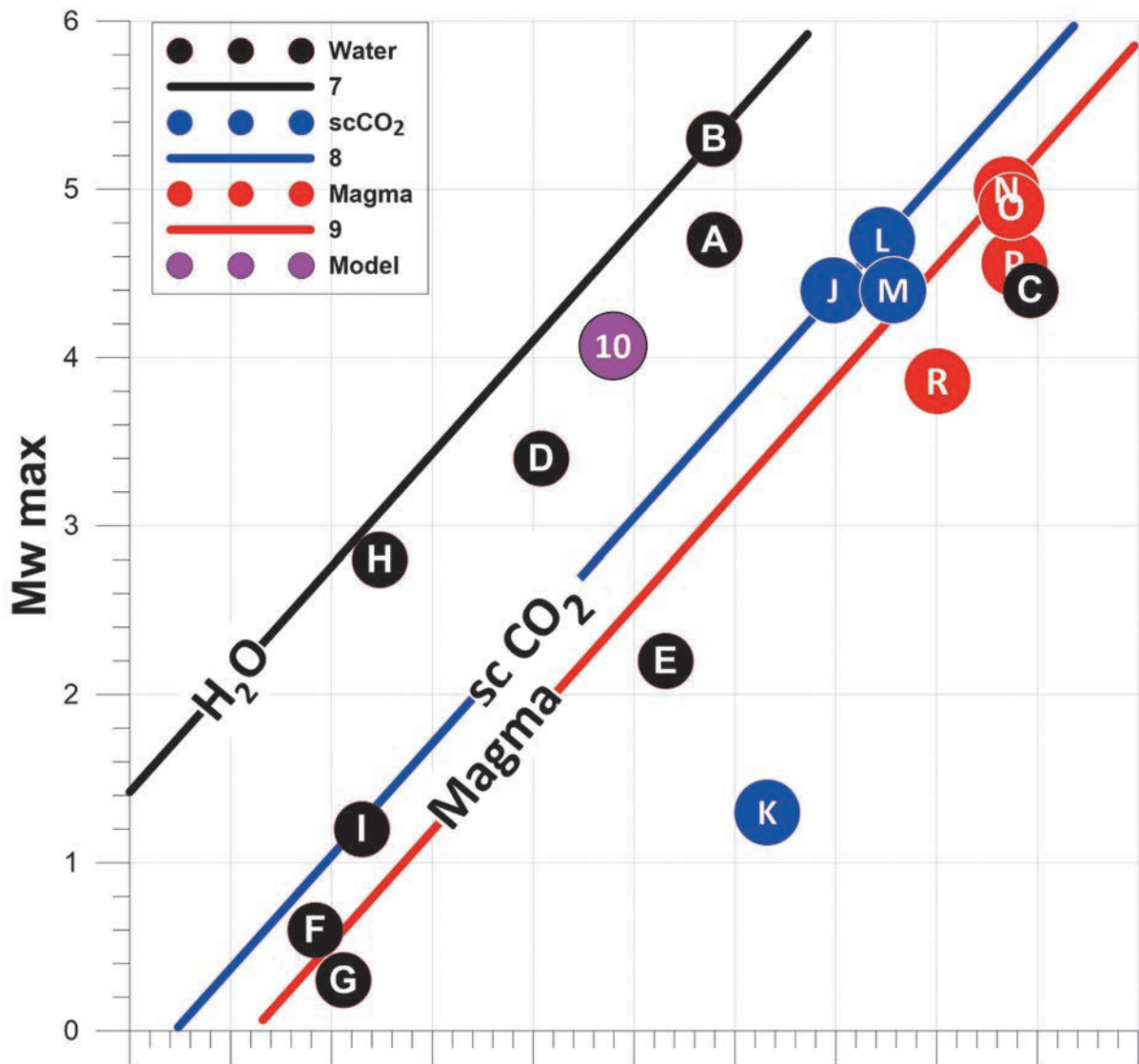


Рис. 1. Теоретические зависимости и экспериментальные данные, связывающие объем закачиваемого флюида V (m^3) и максимальную магнитуду $M_{w(max)}$ триггерного сейсмического события.

Легенда: А-І – экспериментальные данные по инъекции воды (см. табл. 1); 7 – теоретическая зависимость для воды, уравнение (7); J-K – экспериментальные данные по инъекции $scCO_2$ (см. табл. 1); 8 – теоретическая зависимость для $scCO_2$, уравнение (8); N-R – данные по объемам извержений вулканов (см. табл. 1); 9 – теоретическая зависимость для магмы, уравнение (9); Model – результаты CFRAC-моделирования инъекции магмы в сдвиговую трещину в основании Мутновского вулкана [Kiryukhin et al., 2022, вариант #10, Table 3].

по захоронению CO_2 (Carbon capture and storage, CCS). Используя полученные уравнения, оценивается ПИС, вызванный CCS.

Известно, что сейсмичность индуцируется магматической активностью в вулканических системах. В связи с этим рассмотрена взаимосвязь максимальных магнитуд сейсмических событий и объемов магматических инъекций и изверженных вулканических продуктов.

В статье учтены также последние экспериментальные данные по индуцированной

сейсмичности, опубликованные в работах [Foulger et al., 2018; Grigoli et al., 2018; Schultz et al., 2020; Kocharyan, 2021; Li et al., 2022].

ВЗАИМОСВЯЗЬ МЕЖДУ ОБЪЕМОМ ЗАКАЧИВАЕМОЙ ВОДЫ И МАГНИТУДОЙ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Для обоснования уравнений представления верхней границы максимальной магнитуды триггерной сейсмичности рассмотрены фактические данные триггерной сейсмичности,

Таблица 1. Примеры триггерной сейсмичности, вызванные инъекцией воды (А-Ј), сверхкритического CO₂ (К-М) и магмы (N-R)

	Резервуар	Флюид	Глубина инъекции, м	Объем инъекции, млн м ³	Устьевое давление, МПа	M_{\max}	Ссылки
А	Well 1& 5, North Central AK, USA (2010)	Сточные воды	1800	0.63	15.7	4.7	[Horton et al., 2012]
В	Denver, USA (1962–1967)	Загрязненные сточные воды	3700	0.62	11.4	5.3	[Healy et al., 1960; Zoback, 2010]
С	The Geysers, USA (1972–2006)	Вода для EGS	6500–8500	850.0	0.53	4.4	[Cladouhos, 2010]
Д	Basel 1, Switzerland (2006)	Вода для EGS	5000	0.012	30	3.4	[Ladner, 2009]
Е	GPK3, Soultz, France (1987–2007)	Вода для EGS	5000	0.205	7	2.2	[Nicolas, 2011]
F	Nojima fault, Japan (1997)	Вода, эксперимент	540	0.000069	4.6	0.6	[Nishigami et al., 2002]
Г	Nojima fault, Japan (2000)	Вода, эксперимент	540	0.000131	4.6	0.3	[Nishigami et al., 2002]
Н	Matsushiro, Japan (1970)	Вода, эксперимент	1800	0.000302	5	2.8	[Nishigami et al., 2002]
І	КТВ, Germany (1994)	Раствор калия	9030	0.000200	53	1.2	[Zoback, Harjes, 1997]
Ј	Paradox Valley, US (2013)	Рассол	4300–4800	9.5	81	4.4	[Block et al., 2014]
К	Decatur, IL, USA (2011–2014)	CO ₂ для CCS	2100	2.1	–	1.3	[Kayen et al., 2015]
Л	Sleipner, Norway (1996)	CO ₂ для CCS	800–1100	28.8	–	4.7	http://www.secarbon.org/wp-content/uploads/2011/05/Hagen.pdf
М	Cogdell, TX, USA (2004–2012)	CO ₂ для CCS	<2100	37.2	–	4.4	[Gan, Frohlich, 2013]
Н	Барбарунга, Исландия (2014)	магма	–	480.0–510.0	–	> 5	[Sigmundsson et al., 2015]
О	П. Толбачик (2012)	магма	–	550.0	–	4.9	[Belousov et al., 2015], КФ ФИЦ ЕГС РАН
Р	Ключевской (2000–2021)	магма		587.0		4.6	[Coppola et al., 2021] КФ ФИЦ ЕГС РАН
R	Безымянный (2000–2021)	магма		102.0		3.9	[Coppola et al., 2021] КФ ФИЦ ЕГС РАН

представленные в табл. 1. Они были выбраны таким образом, чтобы учитывался объем закачанной воды и максимальная магнитуда землетрясений. Зависимость между логарифмом объема закачанной воды, V (в м³), и максимальной

магнитудой вызванного сейсмического события, M_{\max} , изображена графически, как показано на рис. 1.

Авторы не ставят задачу провести всеобъемлющий обзор ИИС. Ниже приводятся лишь

краткие пояснения к конкретным сценариям закачки. Максимальная магнитуда 4.7 была зарегистрирована в Арканзасе в результате закачки воды при добыче нефти и природного газа, когда сточные воды от гидроразрыва пласта закачивались для повышения нефтеотдачи (случай А [Horton et al., 2012]). Загрязненная вода с военного завода закачивалась в подземный резервуар в Денвере, штат Колорадо, с 1962 по 1967 гг., и в результате была зарегистрирована сейсмичность с максимальной магнитудой 5.3 (случай В [Healy, 1968; Zoback, 2010]). Триггерная сейсмичность зарегистрирована при закачке воды в EGS для извлечения геотермальной энергии (случаи С и D [Cladouhos, 2010; Ladner, 2009]). В качестве примера можно привести геотермальное месторождение Гейзерс в Калифорнии, где была зарегистрирована максимальная магнитуда 4.4 (случай С [Cladouhos, 2010]). В уникальном случае рассол из купола каменной соли был закачан в скважину, чтобы избежать загрязнения реки; сейсмическая активность магнитудой 4.4 была зарегистрирована в Парадокс Вэлли, Калифорния (случай J [Block et al., 2014]). Известны случаи, когда вода закачивалась на глубину до 9 км (случай I, немецкая Kontinentales Tiefbohrprogramm der Bundesrepublik Deutschland (КТВ) [Zoback et al., 1997]) или даже в разлом Нодзима после землетрясения в Кобе в 1995 г. (случай G [Nishigami et al., 2002]) в научных целях.

А. Nicol с соавторами [Nicol et al., 2011] рассмотрели сценарии закачки воды в горячую сухую породу и для добычи углеводородов и вывели следующее уравнение:

$$M_{\max} = 0.77 \cdot \lg(V) - 0.51. \quad (1)$$

G. Zöller и M. Holschneider [Zöller, Holschneider, 2014] и J.H. Dieterich с соавторами [Dieterich et al., 2015] оценили теоретическую максимальную величину магнитуды триггерной сейсмичности следующим образом:

$$M_{\max} = 0.67 \cdot \lg(V). \quad (2)$$

А. McGarr [2014] также теоретически вывел уравнения, но не для максимальной магнитуды, а для верхней границы сейсмического момента M_0 триггерного землетрясения в виде:

$$M_0 = G \cdot V, \quad (3)$$

где G – модуль сдвига, и подтвердил, что уравнение (3) может представлять верхний предел для сейсмического момента сильнейшего триггерного землетрясения в 18-ти случаях ИIS с модулем сдвига 30 ГПа. Используя взаимосвязь между сейсмическим моментом M_0 и величиной M :

$$\lg(M_0) = 9.05 + 1.5 \cdot M \quad (4)$$

и принимая модуль сдвига равным 30 ГПа, коэффициент трения $\mu = 0.6$, параметр в законе Гутенберга-Рихтера $b = 1$, уравнение (3) можно преобразовать к следующему виду:

$$M_{\max} = 0.67 \cdot \lg(V) + 0.95, \quad (5)$$

где M_{\max} – верхняя граница максимальной величины триггерной сейсмичности (см. рис. 1).

Уравнения (1) и (2) можно обобщить в виде уравнения:

$$M_{\max} = A \cdot \lg(V) + B, \quad (6)$$

где A и B – константы, определяющие верхнюю границу максимальной величины ИIS, будет предпочтительнее, чем использование уравнения, подобного уравнению (1) или (2), для представления максимальной величины ИIS.

В данной работе коэффициент B скорректирован, поскольку случаи В и Н немного превышают оценки по уравнению (5). Однако A был оставлен неизменным, поскольку все три теоретических исследования показали одно и то же значение; B принят равным 1.42 для удовлетворения условий В и Н (см. рис. 1). В итоге уравнение:

$$M_{\max} = 0.67 \cdot \lg(V) + 1.42 \quad (7)$$

предлагается использовать для оценки верхней границы M_{\max} по ИIS на основе случаев от А до J в табл. 1. Это уравнение соответствует относительно высокому модулю сдвига 151 ГПа, имеющему “эффективный” смысл при принятых выше значениях коэффициента трения, параметра b (в законе Гутенберга-Рихтера), геологических и других неопределенностях. Сейсмическая энергия максимальных сейсмических событий составляет приблизительно от 1/10 до 1/10000 энергии закачки, которая может быть рассчитана как произведение устьевого давления и объема закачиваемой воды. По фактическим данным (см. табл. 1) закачка воды

не приводила к высвобождению энергии, превышающей энергию закачки.

СЕЙСМИЧНОСТЬ, ВЫЗВАННАЯ ДОБЫЧЕЙ СЛАНЦЕВОГО ГАЗА

Общемировое количество воды, добываемой при традиционной добыче нефти и газа, составляет приблизительно 300 миллионов баррелей/год (веб-сайт JOGMEC, по данным от 15 октября 2015 г. в Японии). Общемировое производство природного газа составляет 2870 Гм³/год (2006 г.) или 19 млрд баррелей/год нефтяного эквивалента. Мировая добыча сырой нефти составляет приблизительно 30 млрд баррелей/год. Общая добыча составляет 49 млрд. баррелей/год, а количество добываемого рассола составляет примерно 0.6% от добычи нефти и газа. Рассол обрабатывается и закачивается в подземные резервуары.

Для добычи сланцевого газа требуется от 8000 до 25000 м³ воды для гидроразрыва пласта на скважину (по данным Массачусетского технологического института, 2011 г., <http://mitei.mit.edu/publications/reports-studies/future-natural-gas>). Например, количество используемой воды составляет 7.1 млн м³/год в Барнетте (Техас), 5.1 млн м³/год в Файетвилле (Арканзас), 2.7 млн м³/год в Хейнесвилле (Лос-Анджелес), и до 13.5 млн м³/год в Марселлусе. Из воды, полученной при гидроразрыве пласта, 15–25% уходит обратно в течение 30 дней. Эта вода обрабатывается и закачивается в подземные резервуары. В 2009 г. объем добычи сланцевого газа составил около 85 млн м³ (нефтяной эквивалент). Объем закачиваемой воды составляет примерно 33% от объема добычи газа только при гидроразрыве пласта на пяти основных месторождениях сланцевого газа или, по крайней мере, в 50 раз больше, чем объем закачиваемого рассола при добыче обычных нефти и газа. Следовательно, при добыче сланцевого газа ожидается гораздо более сильная сейсмичность.

Землетрясения M 2.7 и M 1.5 произошли 1 апреля 2011 г. и 27 мая 2011 г. соответственно в 300 м от зоны гидроразрыва пласта Preese Hall Well PH1 компании Cuadrilla Resources в Великобритании (веб-сайт Британской геологической службы http://earthquakes.bgs.ac.uk/research/earthquake_hazard_shale_gas.html по данным от 20 октября 2015 г.). В Оклахоме триггерная

сейсмичность с максимальной магнитудой 2.8 возникла в пределах 4 км от зоны гидроразрыва пласта на скважине 4-18 блока В Пикет 17–18 ноября 2011 г. [Holland, 2013]. A.L. Lleons и A.J. Michael [Lleons, Michael, 2012] показали, что количество землетрясений с магнитудой более 3 в Оклахоме и Арканзасе внезапно увеличилось в 2009 г. Зарегистрировано внезапное увеличение частоты сейсмических событий вокруг сланцевого месторождения Файетвилл в Арканзасе. Это увеличение и событие M 5.7 в штате Оклахома в ноябре 2011 года [Keranen et al., 2012] считаются искусственно вызванными явлениями. Случайная нулевая гипотеза, принятая для последовательности возникновения землетрясений, была отвергнута с p -значением менее 0.1% [Ellsworth et al., 2012] получили аналогичные результаты. Далее, [Shirezaei et al., 2016] показали наблюдаемый подъем поверхности земли в результате закачки сточных вод в восточном Техасе, их модель позволила сделать вывод, что увеличение порового давления более чем на 1 МПа может вызвать землетрясения, включая самое сильное землетрясение M 4.8 в восточном Техасе 17 мая 2012 г.

Эти наблюдения и анализ показывают, что триггерная сейсмичность может возникать при закачке воды, связанной с добычей сланцевого газа. Приведенное выше уравнение (7) может быть использовано для количественного анализа ИИС в контексте оценки возможного объема воды при заданном предельном значении M_{\max} .

Подставляя количество воды для основных месторождений сланцевого газа в уравнение (7), ожидается максимальное значение M 5.7–6.2 при добыче в течение 1 года на каждом участке. Максимальная величина составит M 6.7–7.2 при 30-летней добыче. Учитывая, что рост M_{\max} в зависимости от времени довольно неравномерен, а поровое давление уменьшается со временем за счет диффузии, как указано в работе [McGarr, 2014], оценка для 30-летней добычи может быть завышенной. Однако, учитывая, что в 2011 г. уже произошло землетрясение M 5.7 вблизи Праги, Оклахома [Keranen et al., 2012], а затем (3 сентября 2016 г.) произошло землетрясение M 5.8 в 15 км к северо-западу от Пауни, Оклахома (веб-сайт Геологической службы США в поиске архивов землетрясений <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>

8 октября 2016 г.), вышеуказанная верхняя граница близка к реальности.

ТРИГГЕРНАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ ПРИ CCS (CARBON CAPTURE AND STORAGE)

При эксплуатации пилотных установок CCS для захоронения суперкритического CO₂ сообщалось о случаях триггерной сейсмичности, включая случай в Декатуре, штат Иллинойс, с $M_{\max} = 1.3$ [Kaven et al., 2016]. Также сообщалось о случае после закачки CO₂ для повышения нефтеотдачи в Когделле, штат Техас, с $M_{\max} = 4.4$ [Gan, Frohlich, 2013]. Сейсмические события в пределах 200 км от нагнетательной скважины до и после закачки CO₂ в известном проекте CCS в Слейпнере, Норвегия, были исследованы с помощью поиска архивов землетрясений на сайте USGS (веб-сайт Геологической службы США, http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/nc72282711#general_summary 20 октября 2015 г.) и проанализированы в зависимости от расхода закачки CO₂ (веб-сайт Statoil <http://www.secarbon.org/wp-content/uploads/2011/05/Hagen.pdf> 20 октября 2015 г.). Количество сейсмических событий уменьшилось с началом закачки. Однако после 2000 г. сейсмичность активизировалась, и было отмечено несколько более значительных сейсмических событий, одно из которых достигло величины M 4.7. Сейсмичность прекратилась через несколько лет после окончания закачки. Одним из механизмов снижения сейсмичности может быть восстановление порового давления после добычи нефти и газа.

Хотя в работе [Nishimoto et al., 2007] показано, что влияние порового сверхкритического CO₂ на механические свойства породы при трехосном сжатии почти такое же, как влияние поровой воды, данные из рассмотренных выше случаев К-М позиционируются ниже уравнения (7) (см. рис. 1). Поэтому мы уменьшили константу B для землетрясений, вызванных CCS, чтобы оценить верхнюю границу максимальной магнитуды (см. рис. 1):

$$M_{\max} = 0.67 \cdot \lg(V) - 0.30. \quad (8)$$

Сравнивая уравнение (8) с уравнением (7), верхняя граница M_{\max} при том же объеме закачки CO₂ меньше на 1.72, чем при закачке воды. Опыта достаточного количества случаев CCS нет, поэтому землетрясения, превышающие

предельное уравнение (8), могут произойти в будущем. На данном этапе изученности можно предположить, что разница в сжимаемости между водой и сверхкритическим CO₂ может вызвать эти отклонения.

Выбросы CO₂ в Японии составляют приблизительно 1.2 Гт/год. Это количество можно преобразовать в объем сверхкритического CO₂ в 2.56 Гм³/год, исходя из плотности 469 кг/м³. Глубина закачки должна составлять не менее 740 м, исходя из сверхкритических условий (давление > 7.4 МПа и температура > 304 К), и для упрощения расчетов была принята равной 800 м.

Если предположить, что площадка CCS будет эксплуатироваться в течение 30 лет, то объем закачки должен составлять менее 62000 м³/год для площадки CCS при прогнозном значении M 6.5 (формула 8). Этот объем составляет всего 1/41000 выбросов CO₂ в Японии. Целевое значение сокращения выбросов CO₂ с помощью CCS, предложенное Японской межправительственной группой экспертов по изменению климата (IPCC), составляет 17% в 2050 г. Следовательно, для закачки 17% CO₂ потребуется 7000 объектов CCS при этом прогнозное значение M_{\max} составит M 6.5, землетрясения такой магнитуды происходят в Японии приблизительно раз в три года и наносят существенный ущерб.

Как полагают некоторые исследователи [Cappa, Rutqvist, 2011, 2012; Zoback, 2013; Zoback, Gorelik, 2012], триггерная сейсмичность может уменьшиться в результате утечек CO₂.

ТРИГГЕРНАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ ПРИ МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ, ПРЕДШЕСТВУЮЩЕЙ ИЗВЕРЖЕНИЯМ ВУЛКАНОВ

Триггерная сейсмичность с максимальной магнитудой более 5 при извержении вулкана Бардарбунга в Исландии в 2014 г. была вызвана инъекцией магмы, при этом объем инъекции магмы оценивается по деформациям поверхности от 0.48 до 0.51 км³, объем изверженного материала на поверхности составил 1.4 км³ (случай N, [Sigmundsson et al., 2015]).

Максимальная магнитуда при извержении вулкана Толбачик в 2012 г. составила 4.9 по данным КФ ФИЦ ЕГС РАН, при объеме

изверженного материала 0.55 км^3 [Belousov et al., 2015] (случай O).

Извержения вулканов Ключевской и Безымянный фиксируются тепловой дистанционной спутниковой съемкой, которая позволяет оценивать объемы извержений (без учета explosивных продуктов) по корреляции между тепловой мощностью и приращениями объемов построек соответствующих вулканов (https://www.mirovaweb.it/?country_id=4) [Copolla et al., 2021]. Информация по триггерной сейсмичности, предшествующей извержениям вулканов, доступна из каталогов ГС РАН. Исходя из этого, табл. 1 дополнена данными, включающими объемы извержений вулкана Ключевской (2003–2021 гг.) и вулкана Безымянный (2000–2020 гг.). С учетом вышесказанного, рис. 1 дополнен четырьмя точками N, O, P и R.

Объемы инъекций магмы, предшествующих извержениям вулканов, включают проточный объем изверженных на поверхность вулканических продуктов и аккумулированный (в фундаменте и постройке вулкана) объем магмы. При отображении точек O, P и R на рис. 1 использованы данные по объемам извержений (проточный объем). Теоретически максимальная магнитуда землетрясений должна быть связана с аккумулированным объемом, поэтому точки O, P и R надо рассматривать как доказательные только по магнитудам триггерной сейсмичности.

Как показывает рис. 1, уравнение для верхней границы магнитуды триггерной сейсмичности для вулканов может быть представлено в следующем виде:

$$M_{\max} = 0.67 \cdot \lg(V) - 0.82. \quad (9)$$

Моделирование инъекции магмы в сдвиговых геомеханических условиях в фундаменте Мутновского вулкана [Kiryukhin et al., 2022] показывает, что зависимость M_{\max} от объема инъекции приближается к теоретической зависимости для воды (см. рис. 1).

ОБСУЖДЕНИЕ

Опытные данные по инъекции различных флюидов в земной коре показывают, что верхняя граница магнитуды триггерной сейсмичности наибольшая при закачке воды, эта

граница понижается для суперкритического CO_2 и становится наименьшей при магматической деятельности, предшествующей извержениям вулканов.

Самая низкая сжимаемость из рассматриваемых флюидов у воды $4.9 \cdot 10^{-10} \text{ Па}^{-1}$, более высокая сжимаемость у суперкритического CO_2 (плотность CO_2 при 350 К и 8 МПа составляет 164 кг/м^3 , а при 305 К и 30 МПа – 941 кг/м^3 [Pruess, 2005]) – это может завышать объемы, использованные для отображения экспериментальных точек суперкритического CO_2 на рис. 1.

Утечки флюидов при инъекции в целевые резервуары также могут приводить к значительному завышению объемов, использованных при отображении экспериментальных данных на рис. 1. Соответственно, геологические условия и распределение фильтрационно-емкостных свойств в целевом резервуаре, благоприятные для утечек флюидов, могут смещать позиции экспериментальных точек вправо на рис. 1.

Важным следствием из анализа распределения опытных данных, показанных на рис. 1, является то, что значения максимальных магнитуд триггерной сейсмичности не превысили теоретически обоснованного предела для воды (уравнение 7) и экспериментально установили предел для суперкритического CO_2 (уравнение 8) и магмы (уравнение 9).

Заметим также, что модель McGarr (предельная магнитуда землетрясения, которое может быть инициировано закачкой флюида, пропорциональна объему закачанного флюида) нуждается в постоянном обновлении по мере накопления экспериментальных данных. Например, землетрясение 2017 г. M_w 5.5 в Pohang (Корея), которое произошло вблизи участка при проведении гидроразрыва с закачкой $\sim 10^4 \text{ м}^3$ воды [Grigoli et al., 2018], в то время как согласно модели McGarr для инициирования землетрясения такой магнитуды требуется объем закачки на три порядка больше. Приводятся также свидетельства о влиянии на сейсмичность чрезвычайно слабых вариаций гидростатического давления (порядка миллибар) [Faugler et al., 2018].

Предлагаемое нами уравнение (7) оценивает магнитуду землетрясения в Pohang (Корея)

величиной 4.1. Наша оценка меньше, чем наблюдаемое 5.5. Однако она гораздо лучше, чем у McGarr. По мере накопления экспериментальных данных возможно возникнут достаточные основания чтобы скорректировать коэффициент “В” в нашем уравнении. Заметим также, что принятый объем закачки 10000 м³ — это всего лишь предположение в работе [Grigoli et al., 2018].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе обобщения эмпирических данных и теоретических зависимостей получены уравнения, связывающие верхнюю границу максимальной магнитуды M_{\max} землетрясений и объем инъекций флюидов при закачке воды, суперкритического CO₂ и при магматической деятельности, предшествующей извержениям вулканов.

Уравнения могут быть использованы для прогноза триггерной сейсмичности при захоронении промышленных вод, добыче сланцевого газа и нефти, создании EGS для извлечения геотермальной энергии, захоронении суперкритического CO₂, а также для оценки минимальных объемов магматических инъекций, предшествующих извержениям вулканов.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят аспиранта Кея Такахашу за помощь в расчетах объемов инъекции по литературным данным, А.В. Соломатина и А.В. Сергееву за полезные замечания на стадии подготовки рукописи. Авторы признательны рецензентам за конструктивные замечания, которые позволили усовершенствовать статью.

Работа выполнена с использованием данных, полученных на уникальной научной установке “Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира” (<https://ckp-rf.ru/usu/507436/>).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

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

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ и Научным и технологическим исследовательским советом Японии в рамках научного проекта РФФИ № 21–55–50003 ЯФ_а “Магматический фразинг и флюидные потоки в вулканических структурах”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Belousov A., Belousova M., Edwards B. et al.* Overview of the precursors and dynamics of the 2012–2013 basaltic fissure eruption of Tolbachik Volcano, Kamchatka, Russia // *J. of Volcanol. and Geotherm. Res.* 2015. № 307. P. 22–37.
- Block L., Wood C., Yeck W., King V.* The 24 January 2013 M_L 4.4 Earthquake near Paradox, Colorado and Its Relation to Deep Well Injection // *Seism. Res. Lett.* 2014. V. 85. № 3. P. 609–624. DOI: 10.1785/0220130188
- British Geological Survey web site, http://earthquakes.bgs.ac.uk/research/earthquake_hazard_shale_gas.html (browsed on October 20, 2015).
- Cappa F., Rutqvist J.* Impact of CO₂ Geological Sequestration on the Nucleation of Earthquakes // *Geophys. Res. Lett.* 2011. V. 38. DOI: 10/1029/2011GL048487
- Cappa F., Rutqvist J.* Seismic Rupture and Ground Accelerations Induced by CO₂ Injection in the Shallow Crust // *Geophys. J. Int.* 2012. V. 190. № 3. P. 1784–1789.
- Convertito V., Maercklin L., Sharma N., Zollo A.* From Induced Seismicity to Direct Time-Dependent Seismic Hazard // *Bull. Seism. Soc. Am.* 2012. V. 102. № 6. P. 2563–2573. DOI: 10.1785/0120120036
- Cladouhos T., Petty S., Foulger G., Julian B., Fehler M.* Injection Induced Seismicity and Geothermal Energy // *GRC Transactions.* 2010. V. 34. P. 1213–1220.
- Coppola D., Laiolo M., Massimetti F., Hainzl S., Shevchenko A.V., Mania R., Shapiro N., Walter T.R.* Thermal remote sensing reveals communication between volcanoes of the Klyuchevskoy Volcanic Group // *Scientific Reports.* 2021. V. 11(1). P. 1–16.
- Dieterich J.H., Richards-Dinger K.B., Kroll K.A.* Modelling Injection-Induced Seismicity with the Physics-based Earthquake Simulator RSQSim // *Seism. Res. Lett.* 2015. V. 86. № 4. P. 1102–1109. DOI: 10.1785/0220150057
- Elsworth W.* Are Seismicity Rate Changes in the Midcontinent Natural or Manmade? San Diego: Proc. SSA Meeting, 2012.
- Foulger G.R., Wilsona M.P., Gluyasa J.G., Juliana B.J., Davies R.J.* Global review of human-induced earthquakes // *Earth-Science Rev.* 2018. V. 178. P. 438–514.

- Gan E., Frohlich C.* Gas injection may have triggered earthquakes in the Cogdell oil field, Texas // PNAS. 2013. V. 110. № 47. P. 18786–18791.
- Grigoli F., Cesca S., Rinaldi A.P., Manconi A., López-Comino J.A., Clinton J.F., Westaway R., Cauzzi C., Dahm T., Wiemer S.* The November 2017 M_w 5.5 Pohang earthquake: A possible case of induced seismicity in South Korea // Science. 2018. V. 360. № 6392. P. 1003–1006.
- Healy J.H., Rubey W.W., Griggs D.T., Raleigh C.B.* The Denver Earthquakes // Science. New Series. 1968. V. 161. № 3848. P. 1301–1310.
- Holland A.* Earthquakes Triggered by Hydraulic Fracturing in South-Central Oklahoma // Bull. Seism. Soc. Am. 2013. V. 103. № 3. P. 1784–1792. DOI: 10.1785/0120120109
- Horton S.* Disposal of Hydrofracking Waste Fluid by Injection into Subsurface Aquifers Triggers Earthquake Swarm in Central Arkansas with Potential for Damaging Earthquake // Seism. Res. Lett. 2012. V. 83. № 2. P. 251–260.
- Hubbert M.K., Rubey W.W.* Role of Fluid Pressure in Mechanics of Overthrust Faulting // Bull. Geol. Soc. Am. 1959. V. 70. P. 115–186.
- JOGMEC Web Site, http://www.jogmec.go.jp/library/recommend_library_10_000037.html (browsed on Oct. 15, 2015 in Japanese)
- Kaven J.O., Hickman S.H., McGarr A.F., Ellsworth W.L.* Surface Monitoring of Microseismicity at the Decatur, Illinois, CO₂ Sequestration Demonstration Site // Seism. Res. Lett. 2015. V. 86. № 4. P. 1096–1101. DOI: 10.1785/0220150062
- Keranen K.M., Savage H., Atekwana E., Cochran E., Sumy D., Rubinstein J., Kaven J.* Foreshock and Aftershock Sequences of the 2011 $M_{5.6}$ Oklahoma, Earthquake, 2012 // Proc. SSA Meeting. San Diego, 2012.
- Kiryukhin A.V., Polyakov A.Y., Voronin P.O., Zhuravlev N.B., Usacheva O.O., Solomatina A.V., Kiryukhin P.A.* Magma Fracking and Production Reservoirs Beneath and Adjacent to Mutnovsky Volcano Based on Seismic Data and Hydrothermal Activity // Geothermics. 2022. V. 105. 102474.
- Kocharyan G.G.* Nucleation and Evolution of Sliding in Continental Fault Zones under the Action of Natural and Man-Made Factors: A State-of-the-Art Review July 2021 // Izvestiya Physics of the Solid Earth. 2021. V. 57(4). P. 439–473.
- Ladner F., Häring M.O.* Hydraulic Characteristics of the Basel 1 Enhanced Geothermal System // Geothermal Resources Council Transactions. 2009. V. 33. P. 199–203.
- Lamontagne M., Hammamji Y., Tournier J.P., Woodgold C.* Reservoir-induced Earthquakes at Sainte-Marguerite-3, Quebec, Canada, Canadian // Journal of Earth Sciences. 2006. V. 43. № 2. P. 135–146. DOI: 10.1139/E05-108
- Li Z., Eaton D., Davidsen J.* Short-term forecasting of M_{max} during hydraulic fracturing // Scientific Reports. 2022. V. 12. 12509. <https://doi.org/10.1038/s41598-022-15365-6>
- Lleons A.L., Michael A.J.* Statistical Modeling of Seismicity Rate Changes in Oklahoma, 2012 // Proc. SSA Meeting. San Diego, 2012.
- McGarr A.* Moment Tensor of Ten Witwatersrand Mine Tremors // PAGEOPH. 1992. V. 139. № 3/4. P. 781–800.
- McGarr A.* Maximum Magnitude Earthquakes Induced by Fluid Injection // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2014. V. 119. P. 1008–1019.
- MIT Energy Initiative, The Future of Natural Gas – An Interdisciplinary MIT Study, 2011, <http://mitei.mit.edu/publications/reports-studies/future-natural-gas30>
- Nicol A., Carne R., Gerstenberger M., Christophersen A.* Induced seismicity and its implications for CO₂ storage risk // Energy Procedia. 2011. V. 4. P. 3699–3706.
- Nicolas C., Michel F., Catherine D., Marco C.* Induced Microseismic Activity During Recent Circulation Tests at the EGS Site of Soultz-Sous-Forest (France), 2011, Proc. Thirty-Sixth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford, California, 31 January–2 February 2011. Stanford: Stanford University, 2011. SGP-TR-191.
- Nishigami K., Tadokoro K., Nagai S., Mizuno T., Kanoh Y., Hiramatsu Y.* Induced Seismicity by Injecting Water // Journal of Geology in Japanese. 2002. V. 111. N. 2. P. 268–276.
- Nishimoto S., Kiyama T., Zhang Y., Kumakura S., Ishijima Y.* Change in Mechanical Properties and Elastic Wave Velocity of Mudstone in Otashiro seam, Kazusa Group in Japan due to Supercritical CO₂ Injection, 2007 in Japanese // Proc. Annual Spring Meeting of Hokkaido Branch, MMIJ, A-10. 2007. P. 19–20.
- Pruess K.* ECO2N: A TOUGH2 Fluid Property Module for Mixtures of Water, NaCl, and CO₂ LBNL-57952. 2005. 66 p.
- Rastogi B.K., Mandal P., Kumar N.* Seismicity around Dhamni Dam, Maharashtra, India // PAGEOPH. 1997. V. 150. N. 3–4. P. 493–509.
- Sato K., Fujii Y.* Induced Seismicity Associated with Longwall Coal Mining // Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr. 1988. V. 25. N. 5. P. 253–262.
- Shen B., King A., Guo H.* Displacement, Stress, and Seismicity on Roadways Roofs during Mining-induced Failure // Int. J. Rock Mech. Min. Sci. 2008. V. 45. P. 672–688.
- Shirezaei M., Ellsworth W.L., Tiampo K.F., González P.J., Manga M.* Surface Uplift and Time-dependent Seismic Hazard due to Fluid Injection in Eastern Texas // Science. 2016. V. 353. P. 1416–1419.
- Sigmundsson F., Hooper A., Hreinsdóttir S. et al.* Segmented Lateral Dyke Growth in a Rifting Event at Bárðarbunga Volcanic System, Iceland // Nature. 2015. V. 517. P. 191–194.

- Schultz R., Skoumal R.J., Brudzinski M.R., Eaton D., Bapchie B., Ellsworth W.* Hydraulic fracturing-induced seismicity // *Rev. of Geophys.* 2020. 58. e2019RG000695.
- Statoil Web Site, <http://www.secarbon.org/wp-content/uploads/2011/05/Hagen.pdf> (browsed on Oct. 20, 2015)
- United States Geological Survey Web Site, Search Earthquake Archives, <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/> (browsed on Sept. 8, 2016)
- United States Geological Survey Web Site, http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/nc72282711#general_summary (browsed on Oct. 20, 2015)
- Zoback M.D.* Earthquake Risk Associated with Shale Gas Development and Carbon Sequestration, 2013 // *Proc. the 6th Int. Symp. In-Situ Rock Stress (RS2013 Sendai)*, 20–22 August 2013. Sendai, Japan, 2013.
- Zoback M.D., Harjes H.-P.* Injection Induced Earthquakes and Crustal Stress at 9 km depth at the KTB Deep Drilling Site, Germany // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102. № B8. P. 18477–18491.
- Zoback M.D., Gorelick S.M.* Earthquake triggering and large-scale geologic storage of carbon dioxide // *PNAS.* 2012. V. 109. № 26. P. 10164–10168.
- Zoback M.D.* Reservoir Geomechanics. Cambridge: University Press, 2010. 461 p.
- Zoller G., Holshneider M.* Induced Seismicity: What is the Size of the Largest Expected Earthquake? // *Bull. Seism. Soc. Ame.* 2014. V. 104. № 6. P. 3153–3158.

Magnitudes of seismic events induced by fluid injections in the Earth's crust

A. V. Kiryukhin¹, *, Y. Fujii², B. A. Alam³, E. V. Chernykh¹

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

²*Faculty of Engineering, Hokkaido University, N13W8, Sapporo, 060-8628, Japan*

³*Department of Petroleum & Mining, Faculty of Civil Engineering, Military Institute of Science and Technology,
Dhaka, 1216, Bangladesh*

*e-mail: AVKiryukhin2@mail.ru

Based on a generalization of empirical data and theoretical dependencies, equations linking the upper limit of maximum earthquake magnitude and the volume of fluid injection during water injection, supercritical CO₂, and magmatic activity preceding volcanic eruptions were obtained.

The equations can be used to predict trigger seismicity in shale gas and oil production, Enhanced Geothermal Systems (EGS) creation for geothermal energy use, supercritical CO₂ burial, and to estimate the volume of magma injections preceding volcanic eruptions.

Keywords: injection, fluid, triggering, seismicity, magnitude, magma, water, CO₂

УДК 550(34.012+34.013.2);004(6+9)

КВАЗИЛИНЕЙНЫЕ ЦЕПОЧКИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ГРУППАХ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ

© 2024 г. А. А. Какоурова*, В. И. Джурик, Е. В. Брыжак**, В. М. Демьянович

Институт земной коры СО РАН, ул. Лермонтова, 128, Иркутск, 664033 Россия

**e-mail: anna2015@crust.irk.ru*

***e-mail: bryzhak@crust.irk.ru*

Поступила в редакцию 03.07.2023 г.

После доработки 10.10.2023 г.

Принята к публикации 06.12.2023 г.

Выделение в эпицентральной поле сейсмичности Байкальского региона большого количества квазилинейных цепочек землетрясений и их исследование показало, что среди этих цепочек могут присутствовать не только цепочки “миграций” землетрясений, но и цепочки, формирующиеся при случайном пространственно-временном распределении землетрясений. В настоящей работе при статистическом анализе распределения расстояний между эпицентрами землетрясений показана возможность формирования цепочек “миграций” в пределах групп сейсмических событий и изучено их распределение. Отмечено, что цепочки в группах землетрясений выделяются не только по распределению расстояний, но и по времени между ними. Установлено формирование цепочек землетрясений в областях следующих групп землетрясений: Бусийнгольских 1976 и 1991 гг., Южнобайкальского, Кяхтинского, Кичерского землетрясений, Томпудинской серии, Олдонгсинской и Чаруодинской групп. Показано, что эти цепочки сформировались во время реализации данных групп. В выявленных областях концентрации цепочек группирующейся сейсмичности прослеживается связь расположения и направленности цепочек с простираем разломных зон, приразломными трещинами и ориентацией nodальных плоскостей в очагах землетрясений.

Ключевые слова: Байкальская рифтовая система, группы землетрясений, “миграции” эпицентров землетрясений, мигрирующая сейсмичность, цепочки землетрясений

DOI: 10.31857/S0203030624020032, EDN: MNRISY

ВВЕДЕНИЕ И ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Изучению явления “миграций” землетрясений в различных сейсмоактивных регионах Земли как квазилинейного изменения положения эпицентров последовательных во времени толчков, обусловленного геолого-геофизическими процессами в недрах Земли, посвящено множество работ [Mogi, 1968; Уломов, 1993; Rydelek, 2001; Викулин, 2003 и др.]. Выделение цепочек различными исследователями производится с применением авторских формализованных и не формализованных методик с использованием в качестве исходных данных землетрясений различной силы [Mogi, 1968; Новопашина, 2013; Левина, Ружич, 2015]. Исследуемое явление объясняется прохождением в литосфере

Земли деформационных волн [Быков, 2005; Викулин и др., 2012; Шерман, 2013] или упругой и упруго-пластичной передачей напряжений в результате взаимодействия разломов [Pollitz et al., 2003]. Явление “миграции” эпицентров землетрясений представляет значительный интерес, поскольку в нем имеется потенциальная возможность прогноза сильных землетрясений [Mogi, 1968; Шебалин, 2005, 2020].

Кроме “миграций” землетрясений, геолого-геофизическими процессами может быть обусловлено формирование других разновидностей последовательностей землетрясений. Так, в работе [Гусев, 2005] изучается явление порядкового группирования землетрясений, под которым понимается тенденция крупнейших

землетрясений быть близкими соседями в упорядоченном по времени каталоге сейсмических событий. Этот процесс обнаружен в мировых каталогах землетрясений наряду с обычным формированием групп толчков. В работе [Гусев, Палуева, 2016] полученные при изучении направленностей пар соседей землетрясений закономерности объясняются распространением вдоль вторичных разломов импульсов асейсмического скольжения, сопровождающихся слабыми землетрясениями. Показано, что расположение ориентированных пар привязано к нескольким гипотетическим системам субпараллельных (эшелонированных) разломов.

При исследовании “миграций” эпицентров землетрясений выделяемые цепочки обычно считаются цепочками сейсмомиграций [Левина, Ружич, 2015] без рассмотрения возможности формирования цепочек землетрясений при случайном пространственно-временном распределении сейсмических событий — случайных цепочек. В работе [Лукк, 1978] для разделения случайных цепочек и цепочек “миграций” эпицентров землетрясений авторами вводятся ограничения на кривизну цепочки, количество землетрясений, продолжительность и длину цепочки. Однако, эти ограничения выбраны только для изучаемой в работе территории, а некоторые ограничения, по утверждению самого автора, являются условными.

Вопрос о возможном возникновении как случайных цепочек, так и цепочек “миграций” землетрясений, изучают авторы настоящей работы. Цепочкой землетрясений будем называть расположение эпицентров толчков, которое создается при квазилинейном одностороннем положении совокупности эпицентров трех или более последовательных во времени землетрясений на поверхности исследуемой области земной коры. Цепочка землетрясений является случайной, или “псевдомиграцией”, если землетрясения образуют цепочку при случайном распределении, не будучи связанными какими-либо геолого-геофизическими процессами. В цепочках “миграций” землетрясений связь сейсмических событий имеет геофизическую природу.

Изучаемый на предмет формирования цепочек землетрясений в работах авторов данной статьи Байкальский регион ($\varphi = 48-60^\circ$ с.ш.,

$\lambda = 96-122^\circ$ в.д.) является высокосейсмичной территорией, что обусловлено расположением в его пределах Байкальской рифтовой системы (БРС). Здесь происходили и возможны сильные разрушительные землетрясения, а также регистрируются многочисленные слабые толчки [<http://www.seis-bykl.ru>]. В эпицентральной поле Байкальского региона наблюдается рассеянная и сосредоточенная сейсмичность [Арефьев, 1989]. Рассеянная сейсмичность образована не связанными между собой толчками, формирующими фоновую хаотичную сейсмичность. Сосредоточенная сейсмичность соответствует группирующимся событиям и наблюдается в виде отдельных кластеров [Мельникова и др., 2020]. Результаты декластеризации “Каталога землетрясений Прибайкалья” показали, что четвертая часть землетрясений в регионе являются афтершоками землетрясений с $K_p \geq 12.5$ [Радзиминович, Очковская, 2013]. Группирующиеся землетрясения могут быть отнесены к форшок-афтершоковым последовательностям и к ролям сейсмических событий. В некоторых случаях афтершоки могут сопровождаться “вторичными” афтершоками, что приводит к усложнению режима афтершоковых серий [Ключевский, 2003; Радзиминович, Очковская, 2013]. Согласно работе [Очковская, Радзиминович, 2011], для байкальских землетрясений наблюдается зависимость количества афтершоков от магнитуды главного толчка. Области группирования землетрясений часто имеют форму, близкую к изометричной, и средние размеры около 15 км [Мишарина, Солоненко, 1990]. Группы землетрясений распределены по территории БРС достаточно равномерно, но имеются участки повышенной плотности групп. Пространственного разобшения афтершоковых и роевых последовательностей в БРС не наблюдается: в областях генераций групп афтершоков происходят и рои землетрясений. Анализ распределения групп толчков во времени показывает, что максимальное количество групп землетрясений формируется после геодинамических активизаций литосферы БРС. Группы землетрясений относятся к наведенной сейсмичности, накладывающейся на фоновый сейсмический процесс региона, поскольку рои землетрясений отражают изменение реологических свойств локального объема геологической среды, а афтершоковый

процесс — перераспределение напряжений и деформаций в очаге после главного землетрясения [Ключевский и др., 2011]. Группами афтершоковых и роевых толчков проявляются переходные релаксационные процессы в геолого-геофизической среде. Релаксационные процессы отражают реакцию какой-либо системы на сильное (в масштабе системы) воздействие различной природы, выводящее ее из стационарного состояния. Анализ релаксационных процессов сейсмичности занимает особое место в изучении литосферы; он дает возможность прояснить структуру и особенности строения среды, а также изучить динамику отклика литосферы на сильное возмущение [Ключевский и др., 2015].

Информация о группах землетрясений, используемая в данной статье, заимствована из работ по исследованию этих групп землетрясений. Приведем краткое описание этих групп.

Ярким примером землетрясения, породившего крупную афтершоковую последовательность, является Бусийнгольское землетрясение (27.12.1991; $\varphi = 50.98^\circ$ с.ш., $\lambda = 98.08^\circ$ в.д., $M_S = 6.5$, $K_p = 16.2$). Это сейсмическое событие, приуроченное к Бусийнгольской впадине, связано с самой западной структурой в системе впадин БРС. Землетрясение породило афтершоковую последовательность, продолжавшуюся даже в 2000-х годах. В момент землетрясения активизировались разломные структуры как самой Бусийнгольской впадины, так и ее горного обрамления, но главный толчок в горном обрамлении и сила сейсмической активизации впадины несоизмеримо меньше силы активизации ее горного обрамления. Главной особенностью сейсмического процесса после данного землетрясения являются пульсирующие активизации сейсмического процесса в рассматриваемой впадине: так, в период до 2000 г. можно выделить порядка десяти циклов активизации сейсмического процесса [Еманов и др., 2006]. В цитируемой работе отмечается, что в 1991–1992 гг. крупные афтершоки Бусийнгольского землетрясения происходят вдоль линии, проходящей под углом к Бусийнгольской впадине.

Южнобайкальское землетрясение 25.02.1999 ($\varphi = 51.64^\circ$ с.ш., $\lambda = 104.82^\circ$ в.д., $K_p = 14.6$, $M_W = 6.0$), сопровождавшееся форшоками и афтершоками, является одним из сильнейших

землетрясений, произошедших в пределах южного Байкала за инструментальный период наблюдения. Это сейсмическое событие произошло в области пересечения нескольких разломов северо-восточного, северо-западного и запад-восточного простирания [Radziminovitch et al., 2006]. Форшоковая серия началась 9 февраля, магнитуда форшоков достигала значений $M_W = 4.7$ [Radziminovitch et al., 2005, 2006]. Эпицентральное поле форшоков было вытянуто в виде “цепочки” северо-западного простирания. Фаза основной активности завершилась Южнобайкальским землетрясением 25.02.1999 в 18:58. Второе по силе сейсмическое событие произошло через 13 минут после главного толчка и отличалось от него по магнитуде на 0.9 ($M_W = 5.1$). Форма эпицентрального поля изменилась после главного толчка, вытянувшись в северо-восточном направлении. Форшок-афтершоковая последовательность представлена двумя сериями толчков, разделенных фазами сейсмического затишья 23 и 24 февраля. Первая последовательность была вызвана движениями по разлому северо-западного простирания, а вторая — связана с главным толчком. В целом эпицентральное поле группы землетрясений вытянуто с севера на юг. В феврале эпицентральное поле имело тенденцию к расширению, а в марте 1999 г. количество афтершоков последовательности стало уменьшаться. В июне 1999 г. количество толчков данной области приблизилось к фоновым значениям [Radziminovitch et al., 2006].

Кяхтинское землетрясение 13.05.1989 ($\varphi = 50.17^\circ$ с.ш., $\lambda = 105.34^\circ$ в.д., $M_W = 5.7$) сопровождалось более чем 450 афтершоками энергетического класса $K_p \geq 7$, регистрируемыми до 20 декабря 1989 г. Эпицентры этой группы землетрясений локализованы в междуречье Селенги и Дзелтэры (Желтуры) на юго-восточном склоне хр. Бутэлийн-нуру. Бутэлийнский блок, в котором, видимо, локализован очаг главного землетрясения, ограничен Селенгинским и Желтуринским разломами, продолжающимися к востоку Хангайскую систему сейсмогенерирующих разломов и переходящими в Тугнуйский и Хилокский глубинные разломы [Radziminovitch et al., 2013].

В районе Кичеро-Верхнеангарского горного перешейка между Кичерской впадиной и

бассейном Верхней Ангары 21.03.1999 произошло Кичерское землетрясение ($\varphi = 55.83^\circ$ с.ш., $\lambda = 110.34^\circ$ в.д., $K_p = 14.5$, $M_w = 6.0$). Это сейсмическое событие было приурочено к разлому северо-восток–юго-западного простирания. Общее число форшоков и афтершоков, происходивших в январе – декабре 1999 г., составляет около 6000 [Melnikova et al., 2007]. Затем в этой области сейсмическая активность затухала в течение нескольких лет.

К отрогам Баргузинского хребта, примыкающим к юго-восточному берегу Байкала, приурочена Томпудинская серия землетрясений. Максимальное количество толчков этой серии произошло в 2007 г., а главный толчок магнитудой $M_w = 5.3$ зарегистрирован 04.07.2007 ($\varphi = 55.45^\circ$ с.ш., $\lambda = 110.39^\circ$ в.д.) [Гилева и др., 2013]. Изолинии плотности эпицентров толчков данной серии со временем вытягиваются в северо-восток–юго-западном направлении [Мельникова, Гилева, 2017]. Такое же направление деструкции земной коры выявлено в простирании плоскостей разрывов в очагах с известными механизмами [Гилева и др., 2013]. Максимальная плотность толчков этой серии была приурочена к сейсмоактивному блоку, ограниченному со всех сторон разноориентированными разломами в основном невысокого ранга [Мельникова, Гилева, 2017] и находящемуся на пересечении полос повышенной концентрации эпицентров северо-западного и северо-восточного направлений.

Олдонгсинский рой землетрясений начался в сентябре 1997 г. в пределах Верхнетокинской впадины, охватывающей верховья рек Токко и Чаруода. Всплеск его активности приходился на последнюю декаду октября. Всего в Олдонгсинском рое 1997 г. зафиксировано 597 толчков с $K_p = 7-12$, причем 60% из них зарегистрированы в октябре [Козьмин, 2003]. В ноябре – декабре 2005 г. в пределах Олекмо-Чарского нагорья, расположенного в междуречье Олёкмы и ее притока Чары (бассейн р. Лены) между Байкальской рифтовой системой и Становой складчатой системой в Южной Якутии происходила Чаруодинская группа землетрясений. Эта группа сочетала в себе свойства афтершоковой и роевой последовательностей: сильные события роя сопровождались последовательностями афтершоков

[Шибяев и др., 2011]. В течение указанного периода времени зарегистрировано 2623 сейсмических события, самое сильное из которых произошло 10.11.2005 ($\varphi = 57.37^\circ$ с.ш., $\lambda = 120.77^\circ$ в.д., $K_p = 15.7$, $M_w = 5.7$).

Применение формализованной методики выделения цепочек землетрясений в предыдущих работах [Ключевский, Какоурова, 2019; Какоурова, Ключевский, 2020]. позволило выделить 2172 цепочки землетрясений, 2120 из которых состоит из трех и 52 – из четырех землетрясений. Тот факт, что 97.6% цепочек состоит из трех землетрясений, обусловлен малой допустимой нелинейностью цепочки (сектор допустимой нелинейности цепочки составляет $\beta = 10^\circ$) и, возможно, выбором для исследования Байкальского региона, значительную часть которого занимает БРС, имеющая сложное пространственно-временное распределение эпицентров землетрясений. В качестве исходных данных для выделения цепочек землетрясений использовались $N = 51811$ землетрясений энергетического класса $K_p \geq 8$, зарегистрированные в пределах Байкальского региона в 1964–2013 гг. Байкальским [<http://www.seis-bykl.ru>] и Алтае-Саянским [<http://www.asgsr.ru>] филиалами Единой геофизической службы Российской академии наук. Пространственно-временное и энергетическое распределение выделенных в эпицентральной зоне региона квазилинейных цепочек землетрясений соответствует распределению сейсмических событий: цепочки землетрясений формируются в пределах БРС, где плотность землетрясений высокая, а азимутальное распределение цепочек соответствует в целом простиранию зон деструкции литосферы. Кроме того, максимумы годовых чисел цепочек и землетрясений наблюдаются одновременно, а большинство цепочек образовано слабыми землетрясениями (рис. 1) [Какоурова, Ключевский, 2020]. Этот результат, а также результаты имитационного моделирования мигрирующей сейсмичности [Ключевский, Какоурова, 2018; Какоурова и др., 2021] показали, что в эпицентральной зоне сейсмичности Байкальского региона могут присутствовать цепочки “миграций” и цепочки “псевдомиграций”. Однако, задача разделения этих двух видов цепочек в настоящее время не решена. В данной статье продолжено изучение распределения выделенных в предыдущих работах авторов

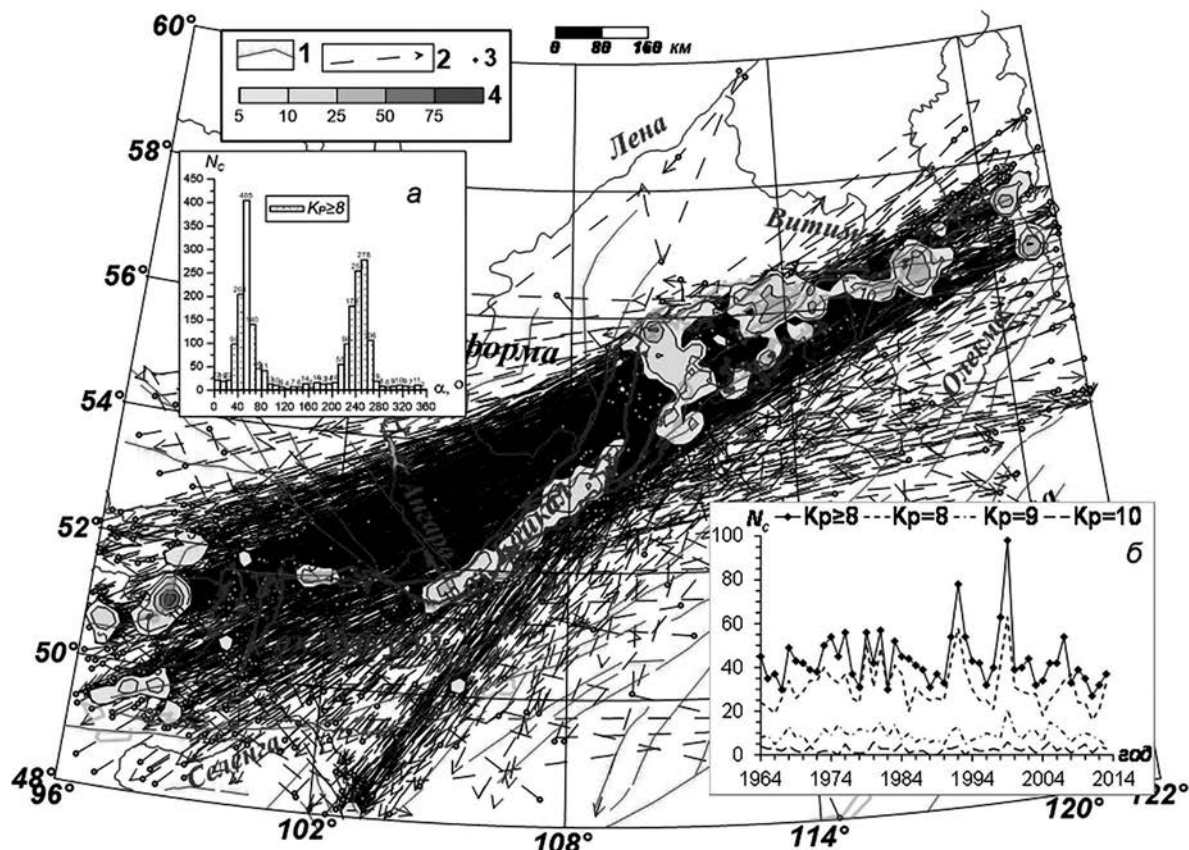


Рис. 1. Карта расположения и ориентации 2172 цепочек землетрясений в земной коре Байкальского региона [Ключевский, Какоурова, 2019].

1 – разломы, 2 – “векторы” цепочек землетрясений, 3 – эпицентры первых землетрясений в цепочке с $K_p \geq 8$, 4 – шкала изолиний плотности эпицентров первых землетрясений в цепочках в площадках $0.2^\circ \times 0.3^\circ$.

На вставке (а) показано распределение количества цепочек землетрясений по азимутам. На вставке (б) приведены количества цепочек землетрясений в год.

цепочек землетрясений, состоящих из трех сейсмических событий. Предпринята попытка частичного решения задачи поиска возможных цепочек “миграций” землетрясений путем анализа пространственно-временного и энергетического распределения квазилинейных цепочек сейсмических событий, сформировавшихся в группах землетрясений – форшок-афтершоковых и роевых последовательностях.

МЕТОДЫ РЕШЕНИЯ ЗАДАЧИ

Для выделения цепочек землетрясений разработана формализованная методика, основой которой является анализ азимутов, рассчитанных между последовательными во времени землетрясениями различных энергетических классов или магнитуд [Какоурова, Ключевский, 2020; Патент № 26593344].

1. Для заданной территории формируется выборка данных N землетрясений, произошедших в заданном временном интервале и имеющих выбранный диапазон энергетических классов или магнитуд. Данная выборка имеет формат стандартного каталога землетрясений.

2. Производится расчет азимутов α_{ij} , $i = 1 \dots N - 1$, $j = 2 \dots N$, $j = i + 1$, от эпицентра первого землетрясения выборки ко второму, от второго – к третьему и т.д. до последнего толчка в выборке.

3. Проводится временной анализ азимутов последовательных во времени землетрясений в заданном секторе допустимой нелинейности β от азимутального направления. Пусть 1, 2, 3 – три последовательных во времени землетрясения, α_{12} и α_{23} – азимуты землетрясений

2 и 3, рассчитанные от предыдущих толчков. Для анализа производится расчет среднего значения этих азимутов α , а затем проверяется условие $\alpha - \beta / 2 \leq \alpha_{ij} \leq \alpha + \beta / 2$, $i = 1, 2$, $j = 2, 3$. Если условие для землетрясений 1, 2, 3 не выполняется, производится его проверка для землетрясений 2, 3, 4. Если условие выполняется для трех землетрясений, то эти землетрясения образуют цепочку, и путем включения в анализ следующего за землетрясением 3 землетрясения 4 аналогичным образом проводится анализ возможности формирования цепочки из землетрясений 1, 2, 3, 4. Если условие не выполнилось для четырех землетрясений, в специальный массив (каталог цепочек землетрясений) записывается цепочка из землетрясений 1, 2, 3. Иначе производится проверка формирования цепочки из пяти сейсмических событий. Таким образом проверяется вся выборка сейсмических событий и выделяются все цепочки, удовлетворяющие заданному сектору допустимой нелинейности.

Работа пунктов 2 и 3 методики реализуется программой “Chain” [Свидетельство № 2016661616]. Отличительными особенностями данной методики выделения цепочек землетрясений от методик многочисленных предшественников [Mogi, 1968; Лукк, 1978; Левина, Ружич, 2015 и др.] являются использование статистического подхода и анализа азимутов, рассчитанных между последовательными (происходящими друг за другом по времени) сейсмическими событиями. Это дает возможность использования в качестве исходных данных большого количества землетрясений различной силы и выделения всех квазилинейных цепочек, имеющих в выборке землетрясений. Допустимая кривизна цепочки задается сектором допустимой нелинейности. Кроме того, методика позволяет выделять цепочки землетрясений на различных иерархических уровнях литосферы и исследовать как территорию любой формы и площади с расположенными разломами, так и зону отдельного сейсмоактивного разлома. При выделении цепочек в зоне разлома следует учитывать, что пространственно-временные закономерности в возбуждении активизации разломов следует искать в пространственно-временной организации локализации очагов в областях динамического влияния уже установленных сейсмоактивных

разломов [Шерман, 2014]. При выделении цепочек в пределах некоторой территории может наблюдаться присутствие цепочек слабых землетрясений там, где нет известного разлома. Это может объясняться тем, что существующий разлом не проявлен на поверхности Земли, поэтому методика может быть полезна при изучении литосферы сейсмоактивной территории. С позиций геодинамики формирование цепочек последовательных землетрясений вдоль линии разлома можно объяснить направленной генерацией очагов землетрясений вдоль зоны сейсмотектонической деструкции геологической среды, обусловленной прохождением по разломам деформационных волновых возмущений от энергетических источников [Викулин, 2003; Быков, 2005]. Поскольку зона тектонической деструкции обычно является квазилинейно ориентированной временной изменчивости положения эпицентров толчков будет отражать поступательное, направленное в одну сторону возникновение очагов землетрясений вдоль зоны разлома. Подобная локализация и динамика процесса “миграции” очагов землетрясений хорошо вписываются в рамки модели лавинно-неустойчивого трещинообразования (ЛНТ) [Мячкин и др., 1975].

Для того чтобы определить, подчиняется ли исследуемый ряд (в нашем случае значения логарифма расстояния между землетрясениями или общей длины цепочки) закону нормального распределения, были использованы статистические критерии согласия, что является стандартной процедурой при анализе данных. Для проверки нулевой гипотезы использовались комбинированный тест на отклонение от нормального распределения Д’Агостино–Пирсона [D’Agostino, Pearson, 1973] и тест Шапиро–Уилка [Shapiro, Wilk, 1965]. Выбор этих тестов обусловлен тем, что тест Шапиро–Уилка обычно используется для небольших выборок [King, Eckersley, 2019], а тест Д’Агостино–Пирсона предназначен для выборок средних и больших размеров [D’Agostino, 1971].

Критерий Шапиро–Уилка основан на оценке дисперсии исследуемого ряда, тест Д’Агостино–Пирсона для проверки на отклонение от нормального распределения использует статистику, основанную на таких метриках, как

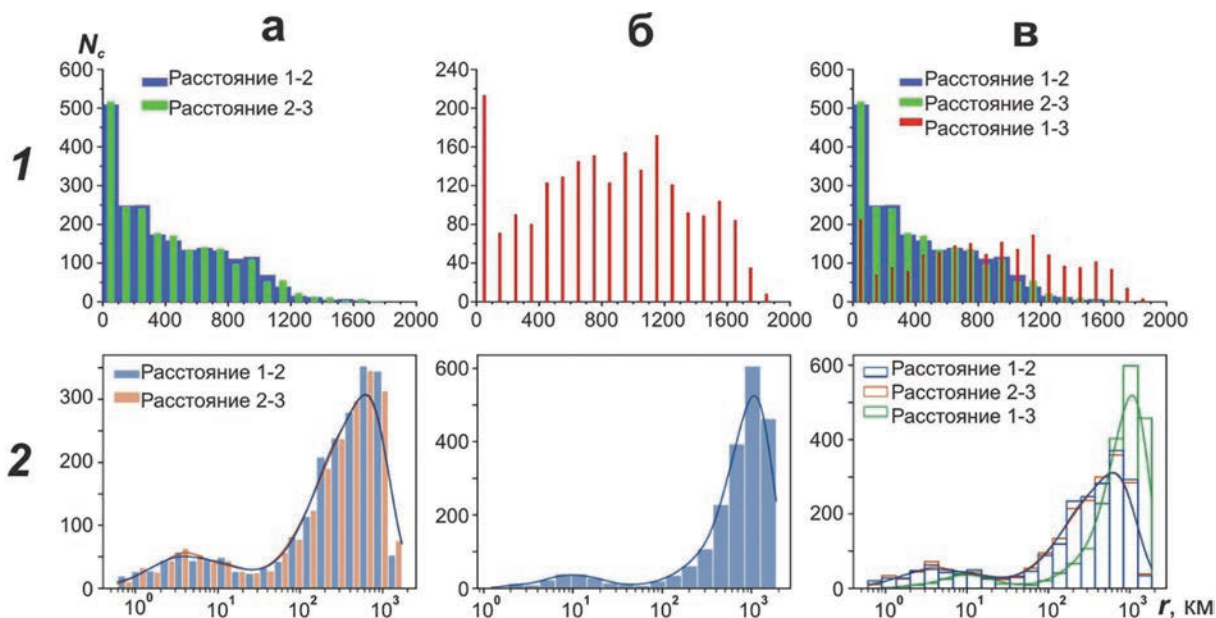


Рис. 2. Гистограммы распределения количества цепочек землетрясений с $K_p \geq 8$, выделенных в Байкальском регионе, по расстояниям r и их осредняющие кривые в линейном (1) и логарифмическом масштабах (2). а – для расстояния от первого до второго землетрясения (Расстояния 1-2) и от второго до третьего (Расстояния 2-3), б – от первого до третьего толчка цепочки (1-3), в – обобщенная гистограмма.

симметричность и эксцесс. Тест Д’Агостино–Пирсона является правосторонним критерием: проверяемая гипотеза о нормальности распределения отклоняется при больших значениях статистики K_2 (превышающих критическое). В то время как в тесте Шапиро–Уилка (левосторонний критерий) при больших значениях статистики W (близких к значению 1) проверяемая гипотеза о нормальности не может быть отклонена.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В настоящей работе проанализированы расстояния между первым и вторым, вторым и третьим, а также – между первым и третьим землетрясениями во всех выделенных цепочках (r_{12} , r_{23} , r_{13} соответственно), состоящих из трех землетрясений. Выбор цепочек, состоящих именно из трех толчков, обусловлен тем, что большинство выделенных цепочек состояло именно из такого количества сейсмических событий (2120 из 2172). Построение гистограммы распределения расстояний показало присутствие максимумов распределений расстояний r_{12} , r_{23} , r_{13} в диапазоне $r = 0–100$ км, сформированный, главным образом, цепочками, образовавшимися в группах землетрясений (рис. 2(1)). Назовем такие цепочки цепочками

группирующей сейсмичности. С ростом значений расстояний r_{12} и r_{23} количество цепочек уменьшается, в то время как в распределении расстояний r_{13} кроме максимума в том же диапазоне расстояний наблюдаются максимумы в диапазонах $r_{13} = 200–300$ км, $r_{13} = 700–800$ км, $r_{13} = 1100–1200$ км и $r_{13} = 1500–1600$ км. На рис. 2(2) гистограммы представлены в логарифмическом масштабе. Из рисунка видно, что все распределения становятся бимодальными и происходит не наблюдающееся в линейном масштабе закономерное смещение максимумов в сторону больших расстояний. Примерная граница двух распределений, или точка перегиба кривой, осредняющей гистограмму, согласно графику, составляет приблизительно ~ 30 км для расстояний между землетрясениями и ~ 60 км для общей длины цепочки. Распределения цепочек, расстояния между событиями в которых относятся к первому локальному максимуму на гистограммах (см. рис. 2(2)), соответствуют максимумам $0–100$ км на линейной гистограмме (см. рис. 2(1)). Проверка этих симметричных распределений на соответствие логнормальному закону проведена с использованием комбинированных статистических тестов Д’Агостино–Пирсона и Шапиро–Уилка. Результаты тестирования показали, что для

логарифма значений распределений r_{12} и r_{23} гипотеза о нормальности отклоняется на уровне значимости $\alpha = 0.05$ в любом диапазоне расстояний $(0, r]$, где r меняется от 5 до 120 км. Таким образом, распределения r_{12} и r_{23} статистически значимо отличаются от логнормального, и такие отклонения могут быть, связаны с ошибкой определения эпицентров землетрясений. Для распределения длин цепочек r_{13} установлено, что гипотеза о том, что логарифм значений r_{13} распределен по нормальному закону, не может быть отклонена на уровне значимости $\alpha = 0.05$ в диапазоне расстояний $(0, r]$, где r меняется в пределах значений, указанных для обоих тестов в табл. 1, с наилучшим соответствием логнормальному распределению при $r = r_0$. Эти значения являются статистическим критерием для того, чтобы отнести цепочку к группирующейся сейсмичности, что подразумевает возможность их формирования в пространственно-временных пределах реализации роев, форшоковых или афтершоковых серий землетрясений. Однако отметим, что цепочки с длиной более 30 км в данном распределении являются единичными. В этом случае распределение статистически значимо не отличается от логнормального в отличие от расстояний r_{12} и r_{23} , т.к. вся цепочка состоит из трех землетрясений, и общая вероятность значительной ошибки определения эпицентров землетрясений снижается и оказывает меньшее влияние на форму распределения, хотя сама ошибка может возрастать. Отметим, что полученные значения позволяют отнести цепочки, соответствующие им, к группирующейся сейсмичности, поскольку в группах землетрясений сейсмические события происходят на относительно небольших расстояниях друг от друга и при этом могут происходить друг за другом во времени.

Для исключения несимметричных цепочек, т.е. цепочек с существенно отличающимися расстояниями между землетрясениями, статистические тесты Д’Агостино–Пирсона и Шапиро–Уилка проведены для распределения полных длин цепочек r_{13} , с ограничением расстояний между эпицентрами последовательных землетрясений в цепочках r_{12} и r_{23} . Это тестирование также показало, что распределение r_{13} статистически значимо не отличается от логнормального. Значения расстояний, при

которых наблюдается соответствие распределения длин цепочек логнормальному распределению, приведено в табл. 1. При этом расстояния между землетрясениями r_{12} и r_{23} в цепочке меньше указанных в табл. 1 значений. Результат в целом соответствует и значениям, когда критерием служит вся длина цепочки.

Таблица 1. Значения расстояний, при которых наблюдается соответствие распределения длин цепочек логнормальному распределению

Критерий r , км	Пределы значений критерия r , км	“Наилучшее” значение критерия r_0 , км	Ограничение длины цепочки r_{13} при $r = r_0$, км
тест Д’Агостино–Пирсона			
r_{13}	36—118	73	73
r_{12}, r_{23}	27—92	64	80
тест Шапиро–Уилка			
r_{13}	44—85	68	68
r_{12}, r_{23}	31—79	55	70

Следует отметить, что цепочки, формирующиеся в группах землетрясений, влияют не только на вид распределения расстояний между землетрясениями в цепочках, но и на характер распределения времени между событиями, образующими цепочки. Так, при изучении распределения времени между событиями во всех цепочках, состоящих из трех землетрясений, проверка показывает несоответствие распределения экспоненциальному закону времени между первым и вторым, вторым и третьим, а также первым и третьим землетрясениями цепочек. При исключении цепочек группирующейся сейсмичности с использованием критериев, полученных при изучении распределения расстояний между землетрясениями в цепочках, распределения времени между первым и вторым, а также вторым и третьим землетрясениями принимает экспоненциальный характер.

Установленные критерии применены для выделения цепочек группирующейся сейсмичности. Наиболее вероятные длины цепочек для обоих тестов составили 4–24 км при доверительном интервале 68%. Далее, на основе

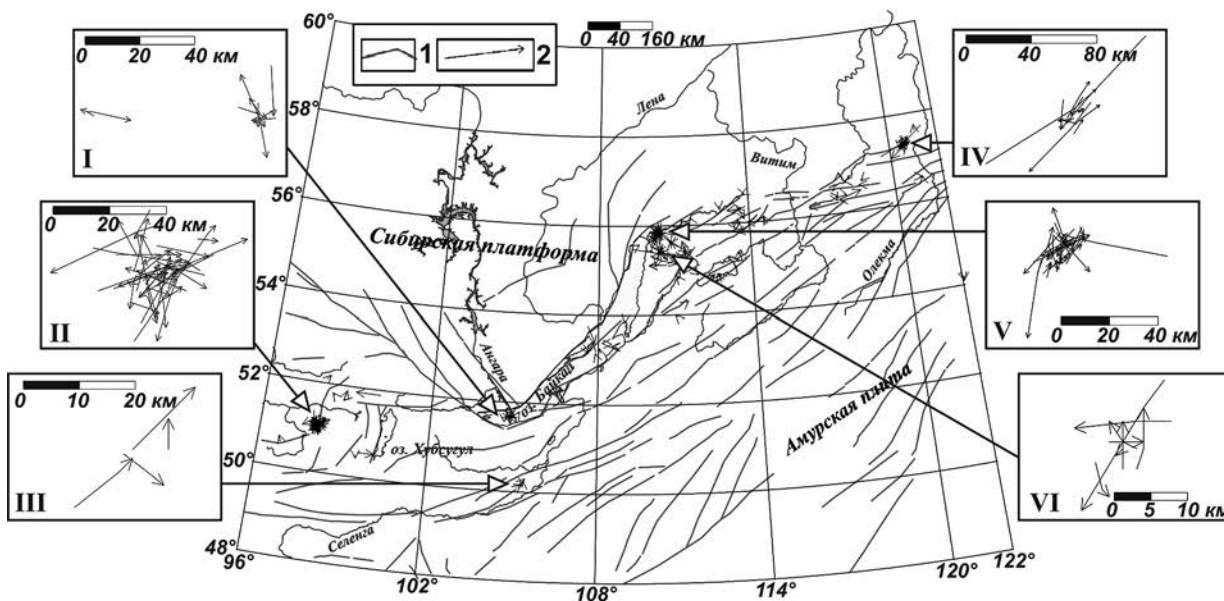


Рис. 3. Карта расположения и ориентации цепочек группирующей сейсмичности в областях групп сейсмических событий в земной коре БРС.

1 — разломы, 2 — цепочки группирующей сейсмичности.

На врезках — эпицентральные области Южнобайкальского (1999 г.) и Култукского (2008 г.) землетрясений (I), Бусийнгольских землетрясений 1976 г. и 1991 г. (II), Кяхтинского землетрясения 1989 г. (III), Олдонгсинской группы землетрясений 1997 г. (IV), Кичерского землетрясения 1999 г. (V), Томпудинской серии толчков 2007 г. (VI).

всех полученных критериев расстояние между соседними землетрясениями в цепочках ограничены значением $r \leq 65$ км. Карта расположения цепочек землетрясений, соответствующих такому ограничению, представлены на рис. 3. На карте наблюдаются концентрации цепочек землетрясений в областях формирования следующих групп землетрясений: Бусийнгольской, Кяхтинской, Южнобайкальской, Кичерской, Томпудинской, а также Олдонгсинской и Чаруодинской. В настоящей работе изучено пространственно-временное и энергетическое распределение этих цепочек землетрясений.

В области афтершоковой активности Бусийнгольского землетрясения выделена $N_c = 41$ цепочка продолжительностью от нескольких минут до 12 часов. Цепочки сформировались в 1991–1998 гг. Энергетический класс событий, формирующих цепочки, в основном составляет $K_p = 8-9$, однако, в одну из цепочек 1992 г. входит сейсмическое событие с $K_p = 13$. На розе-диаграмме азимутов цепочек (рис. 4а) наблюдается различные направления цепочек, в азимуте $\alpha = 40-50^\circ$ имеется максимум из $N_c = 5$ цепочек.

В области Бусийнгольского землетрясения в 1976 г. наблюдалась сейсмическая активизация, начавшаяся после землетрясения 01.04.1976 г. ($\varphi = 51.15^\circ$ с.ш., $\lambda = 97.97^\circ$ в.д., $M_S = 5.4$, $K_p = 14$). Афтершоками этой группы в апреле–июне 1976 г. сформировано $N_c = 6$ цепочек. Продолжительность этих цепочек составляет от нескольких часов до нескольких дней, а максимальный энергетический класс землетрясений, входящих в цепочки, составляет $K_p = 11$. Азимуты этих цепочек различные и совпадающие с направлениями некоторых цепочек афтершоков Бусийнгольского землетрясения (см. рис. 4б). Еще две цепочки землетрясений, выделенных в той же самой области в мае 1966 г., направлены на юго-запад и север ($\alpha = 235^\circ$ и $\alpha = 12^\circ$). Продолжительность этих цепочек составляет 1.5–2 часа, а максимальный энергетический класс землетрясения, входящего в цепочки, составляет $K_p = 13$.

В целом можно отметить общее соответствие азимутального распределения цепочек простиранию нодальных плоскостей в очагах главных землетрясений рассмотренных последовательностей, определенных в работе [Еманов и др., 2006]. При сопоставлении роз-диаграмм

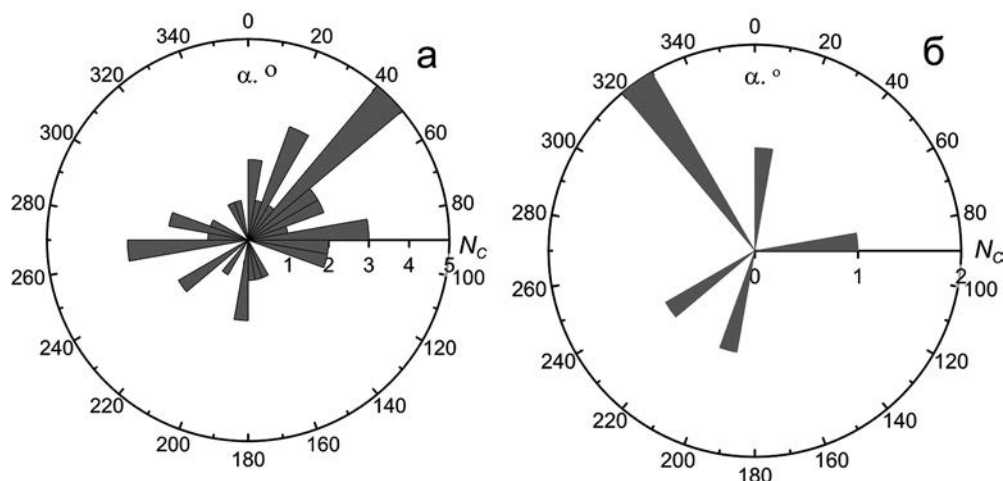


Рис. 4. Розы-диаграммы распределения количества цепочек группирующей сейсмичности N_C по азимуту α в области Бусийнгольского землетрясения. а – для афтершоков Бусийнгольского землетрясения, б – для активизации 1976 г.

азимутов цепочек и распределения цепочек на карте (см. рис. 3) можно видеть некоторое соответствие направленности цепочек простиранию, расположенных в данной области Белино-Бусийнгольского и Эрзино-Агордакского разломов.

В области эпицентрального поля форшок-афтершоковой группы Южнобайкальского землетрясения выделено $N_C = 9$ цепочек группирующей сейсмичности. Восемь из девяти цепочек произошли в феврале 1999 г., до и после главного толчка, и принадлежность этих цепочек к группе сомнений не вызывает. Последняя цепочка сформировалась 31 мая 2000 г., и ее принадлежность к группе определить сложно, поскольку определение времени окончания серии афтершоков затруднено: с одной стороны, уже в апреле 1999 г. количество толчков в данной области БРС достигло фоновых значений, с другой стороны, землетрясение, произошедшее в эпицентральной зоне Южнобайкальского землетрясения 31 мая ($M_W = 5.2$), указывает на то, что эта зона еще активна согласно работе [Radziminovitch et al., 2006]. Выделенные здесь цепочки, образованные сейсмическими событиями с $K_p = 8-14$, происходили не более нескольких часов. На розе-диаграмме азимутального распределения цепочек (рис. 5а) прослеживаются различные направления цепочек и наблюдается близость азимутов значительной части цепочек простиранию разломов, в зоне пересечения которых произошла данная группа землетрясений [Добрынина, Саньков,

2010; Radziminovitch et al., 2006]. Кроме того, при сопоставлении рис. 5а и 5б наблюдается частичное соответствие ориентации цепочек простиранию нодальных плоскостей в очагах землетрясений данной группы. Неполное соответствие направлений объясняется тем, что в ориентации цепочек больше проявлена направленность эпицентрального поля форшоков, чем афтершоков Южнобайкальского землетрясения.

В пределах района формирования Кяхтинского землетрясения выделено $N_C = 4$ цепочки сейсмических событий, формировавшиеся 13–24 мая 1989 г. Цепочки, имевшие продолжительность 1–4.5 ч, состояли из землетрясений с $K_p = 8-9$ и имели северное, северо-восточное и юго-восточное направления. Направления цепочек частично соответствуют простиранию одной из нодальных плоскостей в очаге главного землетрясения [Radziminovitch et al., 2013], а две цепочки имеют направленность, близкую простиранию Бутуэлинского и Кижингского разломов. Сама группа цепочек продолжает разломную зону по простиранию.

В области Кичерской активизации выделено $N_C = 32$ цепочки землетрясений, формирующиеся в феврале–декабре 1999 г. Цепочки состояли из толчков с $K_p = 8-11$ и длились от нескольких минут до 21 ч. На рис. 6а приведены розы-диаграммы азимутального распределения цепочек. Из рисунка видно, что цепочки имеют различные азимуты с некоторым преобладанием

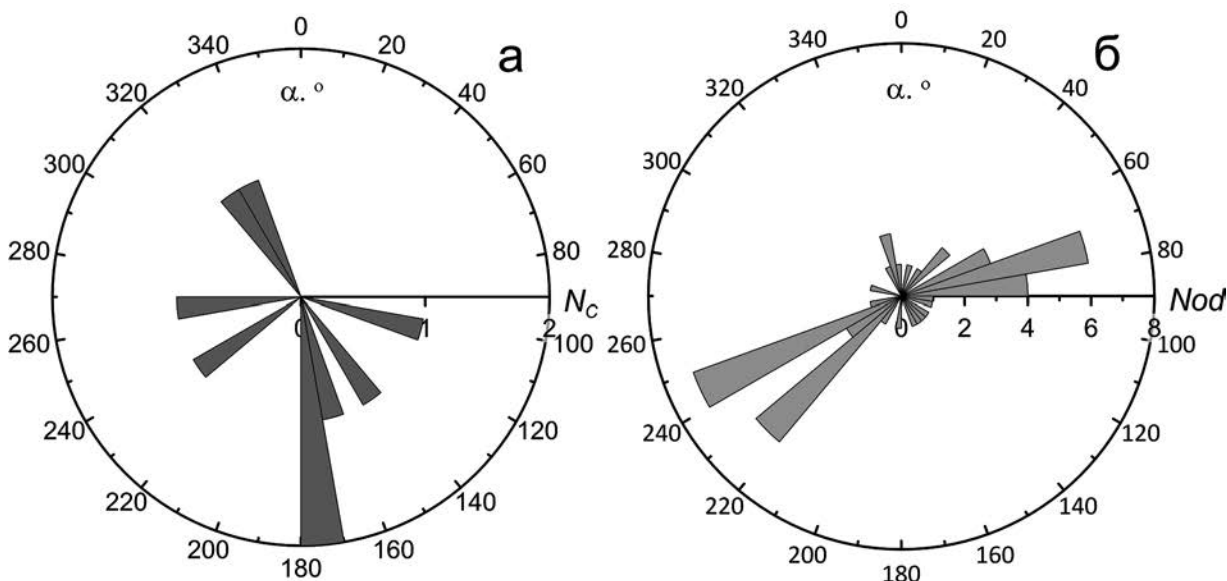


Рис. 5. Розы-диаграммы распределения количеств цепочек группирующейся сейсмичности N_C по азимуту α в области Южнобайкальского землетрясения. а – для всех выделенных цепочек; б – распределение ориентаций нодальных плоскостей в очагах землетрясений группы [Radziminovitch et al., 2005].

северного и южного направлений. При сопоставлении рис. 6а и 6б отмечается частичное соответствие азимутального распределения цепочек и простирания нодальных плоскостей в очагах землетрясений. Следует также отметить, что направленность значительной части цепочек близка к простиранию расположенных в рассматриваемой области Кичерского и Верхнеангарского разломов.

В области эпицентрального поля Томпудинской серии выделено $N_C = 8$ цепочек землетрясений. Эти цепочки формировались в июле–августе 2007 г. из сейсмических событий энергетического класса $K_p = 8–11$, а их продолжительность составляла от 1 мин до 15 ч. На розе-диаграмме распределения цепочек по азимутам наблюдаются различные направления цепочек. Форма группы концентрации цепочек, а также направленность цепочек наибольшей длины соответствует форме кластера Томпудинской серии.

В области формирования Олдонгсинского и Чаруодинского роев землетрясений выделено $N_C = 13$ цепочек землетрясений, формирующихся с октября 1997 г. по сентябрь 1999 г. и относящихся по времени к Олдонгсинскому рою. Продолжительность найденных цепочек составляет от нескольких минут до одних суток,

а энергетический класс событий, входящих в цепочки, составляет $K_p = 8–13$. В распределении цепочек по азимутам наблюдается близость этого распределения области растяжения на диаграмме механизма очага сильнейшего в Олдонгсинском рою толчка, произошедшего 24.10.1997 с $K_p = 12.5$ [Козьмин, 2003]. Кроме того, наблюдается соответствие азимутов некоторых цепочек простиранию расположенных в данной области Токкинского и Ханийского разломов.

ОБСУЖДЕНИЕ

В работах авторов данной статьи изучается вопрос о существовании в эпицентральной зоне сейсмичности не только цепочек “миграций” землетрясений, но и цепочек, формирующихся при случайном пространственно-временном распределении землетрясений. Присутствие в эпицентральной зоне случайных цепочек землетрясений, не имеющих геофизической природы, обосновывается, прежде всего, соответствием пространственно-временного и энергетического распределения землетрясений и цепочек сейсмических событий, а также выделением цепочек в модельных полях “эпицентров” имитационных событий. Поскольку цепочки “миграций” землетрясений обусловлены

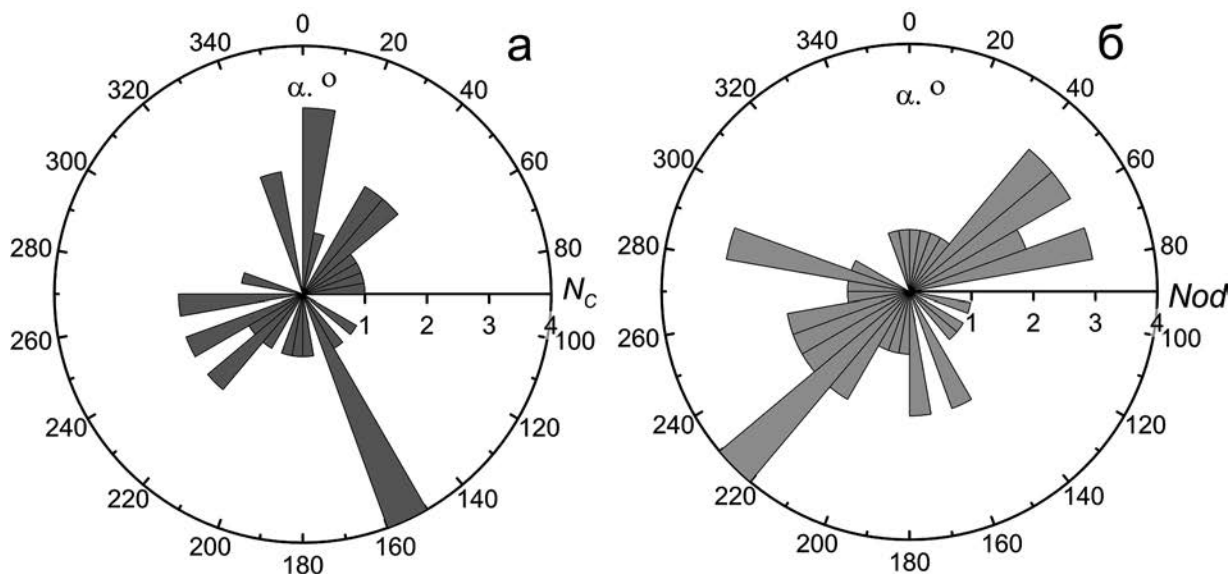


Рис. 6. Розы-диаграммы распределения количества цепочек группирующейся сейсмичности N_C по азимуту α в области Кичерского землетрясения. а – для всех выделенных цепочек; б – распределение ориентировок нодальных плоскостей в очагах землетрясений группы [Melnikova et al., 2007].

геолого-геофизическими процессами в земной коре, они могут формироваться на определенных ее иерархических уровнях.

Статистический анализ показал, что расстояния между землетрясениями в цепочках имеют бимодальные распределения в логарифмическом масштабе. В частности, в распределении расстояний большой вклад вносят группирующиеся землетрясения. Цепочки группирующейся сейсмичности выделены как среди землетрясений некоторых роевых последовательностей, так и в последовательностях форшоков и афтершоков и могут отражать происходящие при этом изменения напряженно-деформированного состояния земной коры. Так, можно полагать, что более длинные цепочки землетрясений в группах приурочены к зонам, расположенным в соответствующих областях разломов, а короткие цепочки могут относиться к приразломным трещинам, образовавшимся при движении крыла тектонического разрыва, сопровождающимся значительным трением [Данилович, 1961; Шерман, Пшенников, 1980]. Отметим, что приуроченность цепочек землетрясений к зонам деструкции литосферы Байкальского региона показана при исследовании цепочек в работе [Новопашина, Саньков, 2010].

В работе [Добрынина, Саньков, 2010] отмечено, что характер распределения во времени выделившейся энергии для сейсмических последовательностей напрямую связан с напряженно-деформированным состоянием среды и отражает процесс разрядки напряжений в сейсмоактивной области. Результаты нашей работы позволяют предположить, что цепочки группирующейся сейсмичности могут отражать особенности перераспределения тектонических напряжений и деформаций в области геологической среды, в которой происходит группа землетрясений. Это может быть связано с особенностями строения земной коры в области реализации данных групп землетрясений. Также в данной работе сделан вывод о том, что процесс деструкции развивается последовательно в пределах зоны активных деформаций, а направление распространения разрывов может служить индикатором зоны будущего землетрясения. Такой процесс может быть выражен в том числе формированием цепочек землетрясений.

При изучении распределения цепочек обнаружено частичное соответствие их азимутов ориентациям нодальных плоскостей в очагах землетрясений. Наиболее вероятная плоскость разлома из двух нодальных в некоторых из рассмотренных случаях может маркироваться

преобладающим направлением цепочек, сформированных в группах сейсмических событий. Возможно, цепочки землетрясений могут формироваться в единой плоскости разрыва или трассировать ее.

Выделение квазилинейных цепочек в группах землетрясений является интересным результатом, однако, примечателен тот факт, что цепочки выделены только в семи группах землетрясений, среди которых имеются как афтершоковые, так и роевые последовательности. В то же время, разными авторами за инструментальный период наблюдения в пределах БРС выделено десятки [Солоненко, Солоненко, 1987], сотни [Радзиминович, Очковская, 2013] и даже тысячи [Ключевская и др., 2015] групп землетрясений. Такой результат может объясняться особенностями разрушения геологической среды и напряженно-деформированного состояния в тех частях земной коры, где группы землетрясений происходили с формированием цепочек землетрясений. Другой причиной выделения квазилинейных цепочек землетрясений в единичных группах сейсмических событий может являться то, что цепочки выделялись на уровне всего Байкальского региона, и цепочки, формирующиеся в группах событий, “разрывались” землетрясениями, происходящими вне групп. Изучить особенности формирования и распределения цепочек группирующейся сейсмичности более полно и детально станет возможным при формализованном выделении квазилинейных цепочек непосредственно среди землетрясений различных групп. Дальнейшее изучение и развитие полученных в настоящей работе результатов будет способствовать выявлению свойств цепочек землетрясений, которые будут возможно использовать для исследования особенностей разрушения земной коры в области, где происходит группа толчков с формированием цепочек. Кроме того, дальнейшие исследования необходимы для решения задачи поиска критериев идентификации цепочек “миграций” землетрясений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Статистическое исследование распределений расстояний между соседними последовательными во времени землетрясениями квазилинейных цепочек, состоящих из трех

толчков, а также длин этих цепочек, позволило выделить концентрации цепочек в областях формирования семи групп землетрясений: Бусингольских, 1976 и 1991 гг., Южнобайкальского, Кичерского, Кяхтинского землетрясений, Томпудинской серии, Олдонгсинской и Чаруодинской групп. Более длинные цепочки землетрясений в группах, возможно, приурочены к зонам расположенных в соответствующих областях разломов, а короткие цепочки могут относиться к приразломным трещинам, образовавшимся при движении крыла тектонического разрыва. Кроме того, при изучении распределения цепочек обнаружено частичное их соответствие ориентациям нодальных плоскостей в очагах землетрясений. Наиболее вероятная плоскость разлома из двух нодальных в некоторых случаях может маркироваться преобладающим направлением цепочек, сформированных в группах сейсмических событий.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность кандидату геол.-мин. наук Н.А. Радзиминович за консультации по вопросам данного исследования.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

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

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено при поддержке РФФИ и МОКНСМ в рамках научного проекта № 20-55-44011. В работе задействовалось оборудование ЦКП “Геодинамика и геохронология” Института земной коры СО РАН в рамках гранта № 075-15-2021-682. В работе использованы данные, полученные на уникальной научной установке “Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алтае-Саянский филиал ФГБУ ФИЦ “Единая геофизическая служба Российской академии наук” [Электронный ресурс]. Режим доступа: <http://www.asgsr.ru> (Дата обращения: 03.03.2022).

- Арефьев С.С.* О картировании основных параметров сейсмического режима. Оценка эффекта сильных землетрясений // Вопросы инженерной сейсмологии. Вып. 30. М.: Наука, 1989. С. 4–14.
- Байкальский филиал ФГБУ ФИЦ “Единая геофизическая служба Российской академии наук” [Электронный ресурс]. Режим доступа: <http://www.seis-bykl.ru> (Дата обращения: 13.03.2022).
- Быков В.Г.* Деформационные волны Земли: концепция, наблюдения и модели // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 11. С. 1176–1190. DOI: 10.5800/GT-2018-9-3-0369.
- Викулин А.В.* Физика волнового сейсмического процесса. Петропавловск-Камчатский: КГПУ, 2003. 150 с.
- Викулин А.В., Викулина С.А., Акманова Д.Р., Долгая А.А.* Миграция сейсмической и вулканической активности как проявление волнового геодинамического процесса // Геодинамика и тектонофизика. 2012. Т. 3. № 1. С. 1–18. DOI: 10.5800/GT-2012-3-1-0058.
- Гилева Н.А., Мельникова В.И., Радзиминович Я.Б.* Томпудинское землетрясение 4 июля 2007 г. с $K_p = 14.2$, $M_w = 5.4$, $I_0 = 7-8$ (северное Прибайкалье) // Землетрясения Северной Евразии, 2007 г. / Под ред. О.Е. Старовойта и др. Обнинск: ГС РАН, 2013. С. 363–372.
- Гусев А.А., Палуева А.А.* Первые результаты исследования статистики направлений для пар эпицентров землетрясений-соседей на Камчатке // Геодинамика и тектонофизика. 2016. Т. 7. № 4. С. 529–543. DOI: 10.5800/GT-2016-7-4-0221.
- Данилович В.Н.* Метод поясов в исследовании трещиноватости, связанной с разрывными смещениями // Материалы по геологии и полезным ископаемым Иркутской области. 1961. Вып. 2(XXIX). 48 с.
- Добрынина А.А., Саньков В.А.* Скорости и направления распространения разрывов в очагах землетрясений Байкальской рифтовой системы // Геофизические исследования. 2010. Т. 11. № 2. С. 52–61.
- Еманов А.Ф., Еманов А.А., Филина А.Г., Лескова Е.В., Колесников Ю.И.* Общее и индивидуальное в развитии афтершоковых процессов крупнейших землетрясений Алтае-Саянской горной области // Физическая мезомеханика. 2006. Т. 9. № 1. С. 33–43.
- Какоурова А.А., Ключевский А.В.* Мигрирующая сейсмичность в литосфере Байкальской рифтовой зоны: пространственно-временное и энергетическое распределение цепочек землетрясений // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 11. С. 1577–1594. DOI: 10.15372/GiG2019164.
- Какоурова А.А., Ключевский А.В., Демьянович В.М., Ключевская А.А.* Геоинформационные критерии выделения квазилинейных цепочек миграции землетрясений в эпицентральных полях сложной геометрии и переменной плотности распределения толчков // Геоинформатика. 2021. № 2. С. 4–25. DOI: 10.47148/1609-364X-2021-2-4-25.
- Ключевская А.А., Демьянович В.М., Ключевский А.В., Зуев Ф.Л., Какоурова А.А.* Группы землетрясений и группирующаяся сейсмичность в литосфере Байкальской рифтовой системы // Геолого-геофизическая среда и разнообразные проявления сейсмичности / Под ред. Л.В. Николаевой. Нерюнгри: Издательство Технического института (филиал) СВФУ, 2015. С. 111–119.
- Ключевский А.В.* Кинематика и динамика афтершоков Бусийнгольского землетрясения 1991 г. // Вулканология и сейсмология. 2003. № 4. С. 65–78.
- Ключевский А.В., Демьянович В.М., Ключевская А.А.* Группы землетрясений Байкальской рифтовой зоны: статистика и пространственно-временное распределение // Геодинамическая эволюция Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту) // Материалы совещания. Вып. 9. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2011. С. 99–101.
- Ключевский А.В., Демьянович В.М., Ключевская А.А., Зуев Ф.Л., Какоурова А.А., Черных Е.Н., Брыжак Е.В.* Группирующаяся сейсмичность Прибайкалья // Актуальные проблемы науки Прибайкалья. Иркутск: Изд-во ИГ СО РАН, 2015. С. 139–143.
- Ключевский А.В., Какоурова А.А.* Основные критерии выделения цепочек землетрясений в литосфере Байкальского региона // Известия ИГУ. Сер. “Науки о Земле”. 2018. Т. 23. С. 64–73. DOI: 10.26516/2073-3402.2018.23.64.
- Ключевский А.В., Какоурова А.А.* Исследование мигрирующей сейсмичности в литосфере Байкальской рифтовой зоны // Доклады Академии наук. 2019. Т. 488. № 3. С. 83–88. DOI: 10.31857/S0869-5652488313-318.
- Козьмин Б.М.* Якутия // Землетрясения северной Евразии в 1997 году. М.: ГС РАН, 2003. С. 151–156.
- Левина Е.А., Ружич В.В.* Изучение миграций сейсмической активности с помощью построения пространственно-временных диаграмм // Геодинамика и тектонофизика. 2015. Т. 6. № 2. С. 225–240. DOI: 10.5800/GT-2015-6-2-0178.
- Лукк А.А.* Пространственно-временные последовательности слабых землетрясений Гармского района // Физика Земли. 1978. № 2. С. 25–37.
- Мельникова В.И., Гилева Н.А.* О связи сейсмичности северного Прибайкалья с блоковым строением земной коры // Доклады Академии наук. 2017. Т. 473. № 4. С. 459–463. DOI: 10.1134/S1028334X17040031.
- Мельникова В.И., Середкина А.И., Гилева Н.А.* Пространственно-временные закономерности развития крупных сейсмических активизаций (1999–2007 гг.)

- в Северном Прибайкалье // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 1. С. 119–134. DOI: 10.15372/GiG2019103.
- Мишарина Л.А., Солоненко А.В.* Влияние блоковой делимости земной коры на распределение сейсмичности в Байкальской рифтовой зоне // Сейсмичность Байкальского рифта. Прогностические аспекты. Новосибирск: Наука, 1990. С. 70–78.
- Мячкин В.И., Костров Б.В., Соболев Г.А., Шамина О.Г.* Основы физики очага и предвестники землетрясений // Физика очага землетрясения. М.: Наука, 1975. С. 6–29.
- Новопашина А.В.* Методика выявления миграции сейсмичности Прибайкалья средствами ГИС // Геоинформатика. 2013. № 1. С. 33–36.
- Новопашина А.В., Саньков В.А.* Скорости медленных миграций сейсмической активности в Прибайкалье // Геодинамика и тектонофизика. 2010. Т. 1. № 2. С. 197–203.
- Очковская М.Г., Радзиминович Н.А.* Предварительные результаты анализа афтершоковых последовательностей Байкальской рифтовой зоны // Известия Иркутского государственного университета. Серия “Науки о Земле”. 2011. Т. 4. № 1. С. 164–172.
- Патент № 2659334 Российская федерация МПК. Способ определения цепочек землетрясений в эпицентральном поле сейсмичности / А.В. Ключевский, А.А. Какоурова, А.А. Ключевская, В.М. Демьянович, Е.Н. Черных; заявитель и патентообладатель ФГБУН ИЗК СО РАН, № 2017131805; заявлено 09.11.2017; опубликовано 29.06.2018. Бюллетень № 19.
- Радзиминович Н.А., Очковская М.Г.* Выделение афтершоковых и ровевых последовательностей Байкальской рифтовой зоны // Геодинамика и тектонофизика. 2013. Т. 4. № 2. С. 169–186. DOI: 10.5800/GT2013420096.
- Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ 2016661616 Российская федерация. Программа “Chain” / А.А. Какоурова, А.В. Ключевский; заявитель и правообладатель ФГБУН ИЗК СО РАН. № 2016519051; заявлено 24.08.2016; опубликовано 14.10.2016.
- Солоненко Н.В., Солоненко А.В.* Афтершоковые последовательности и рои землетрясений в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск: Наука, 1987. 96 с.
- Уломов В.И.* Волны сейсмогеодинамической активизации и долгосрочный прогноз землетрясений // Физика Земли. 1993. № 4. С. 43–53.
- Шебалин П.Н.* Цепочки эпицентров как индикатор возрастания радиуса корреляции сейсмичности перед сильными землетрясениями // Вулканология и сейсмология. 2005. № 1. С. 3–15.
- Шебалин П.Н.* Увеличение радиуса корреляции и цепочки землетрясений перед сильнейшими сейсмическими событиями // Физика Земли. 2020. № 1. С. 30–42. DOI: 10.31857/S0002333720010135.
- Шерман С.И.* Деформационные волны как триггерный механизм сейсмической активности в сейсмических зонах континентальной литосферы // Геодинамика и тектонофизика. 2013. Т. 4. № 2. С. 83–117. DOI: 10.5800/GT-2013-4-2-0093.
- Шерман С.И., Пшенников С.П.* Метод поясов в исследовании приразломной трещиноватости // Геология, поиски и разведка месторождений рудных полезных ископаемых. Иркутск: Иркутский политехнический институт, 1980. С. 8–20.
- Шерман С.И.* Сейсмический процесс и прогноз землетрясений: тектонофизическая концепция. Новосибирск: Академическое издательство “Гео”, 2014. 361 с.
- Шибяев С.В., Петров А.Ф., Козьмин Б.М., Имаева Л.П., Мельникова В.И., Радзиминович Н.А., Тимиршин К.В., Петрова В.Е., Гилева Н.А., Пересыпкин Д.Н.* Чаруодинский рой землетрясений 2005 г. и его ощутимые землетрясения: Чаруодинское-I 10 ноября в 19h 29m с $K_p = 15.7$, $M_w = 5.8$, $I_0 = 8$ и Чаруодинское-II 11 декабря в 15h 54m с $K_p = 14.8$, $M_w = 5.7$, $I_0 = 7$ (Южная Якутия) // Землетрясения северной Евразии в 2005 году. Обнинск: ГС РАН, 2011. С. 404–418.
- D’Agostino R., Pearson E.S.* Tests for departure from normality // *Biometrika*. 1973. № 60. P. 613–622.
- King A.P., Eckersley R.J.* Statistics for Biomedical Engineers and Scientists // Academic Press. 2019. 249 p.
- Melnikova V.I., Radziminovitch N.A., Gileva N.A., Chipizubov A.V., Dobrynina A.A.* Activation of Rifting Processes in the Northern Cis-Baikal Region: A Case Study of the Kichera Earthquake Sequence of 1999 // *Izvestiya. Physics of the Solid Earth*. 2007. V. 43. № 11. P. 905–921.
- Mogi K.* Migration of seismic activity // *Bull. of the Earthquake Research. Inst.* 1968. V. 46. P. 53–74.
- Pollitz F., Vergnolle M., Calais E.* Fault interaction and stress triggering of twentieth century earthquakes in Mongolia // *Journal of Geophysical Res.: Solid Earth*. 2003. V. 108(B10). P. 2503. DOI: 10.1029/2002JB002375.
- Radziminovitch N.A., Deverchere J., Melnikova V.I., Sankov V.A., Gileva N.A.* The 1999 M_w 6.0 earthquake sequence in the southern Baikal rift, Asia, and its seismotectonic implications // *Geophysical Journal International*. 2005. V. 161. P. 387–400. DOI: 10.1134/S1069351307110018.
- Radziminovitch N.A., Gileva N.A., Melnikova V.I., Ochkovskaya M.G.* Seismicity of the Baikal rift system from regional network observations // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2013. V. 62. P. 146–161.
- Radziminovitch N.A., Melnikova V.I., San’kov V.A., Levi K.G.* Seismicity and seismotectonic deformations of the crust

- in the southern Baikal basin // *Physics of the Solid Earth*. 2006. V. 42. № 11. P. 904–920. DOI: 10.1134/S1069351306110048.
- Rydelek P.A., Sacks I.S.* Migration of large earthquakes along the San Jacinto fault; stress diffusion from the 1857 Fort Tejon earthquake // *Geophysical Res. Lett.* 2001. V. 28. № 16. P. 3079–3082. DOI: 10.1029/2001GL013005.
- Shapiro S.S., Wilk M.B.* An analysis of variance test for normality (complete samples) // *Biometrika*. 1965. V. 52. P. 591–611.

Quasilinear Earthquake Chains in Groups of Seismic Events Baikal Rift System

A. A. Kakourova*, V. I. Dzhurik, E. V. Bryzhak, V. M. Dem'yanovich**

Institute of Earth's Crust SB RAS, Lermontova str., 128, Irkutsk, 664033 Russia

**e-mail: anna2015@crust.irk.ru*

***e-mail: bryzhak@crust.irk.ru*

Identification of a large number of quasi-linear chains of earthquakes in the epicentral seismicity field of the Baikal region and their study showed that among these chains there may be not only chains of “migration” earthquakes, but also chains formed during a random spatio-temporal distribution of earthquakes. In this work, using a statistical analysis of the distribution of distances between epicenters, the possibility of forming chains of “migrations” within groups of seismic events is shown and their distribution is studied. It is noted that chains in groups of earthquakes are distinguished not only by the distribution of distances, but also by the time between them. The formation of chains of earthquakes was established in the areas of the following groups of earthquakes: Busiyngol and 1976 and 1991. in the same area, the South Baikal, Kyakhtinsky, Kichersky earthquakes of the Tompudinsky series, Oldongsinsky and Charudinsky groups. It is shown that these chains were formed during the implementation of these groups. In the identified areas of concentration of chains of grouping seismicity, a connection can be traced between the location and direction of the chains with the strike of fault zones, near-fault cracks and the orientation of nodal planes in earthquake sources.

Keywords: Baikal rift system, earthquake groups, “migrations” of earthquake epicenters, migrating seismicity, earthquake chains

УДК 551.21

ФОРМИРОВАНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ВОДЫ р. КАРЫМСКАЯ ПОД ВЛИЯНИЕМ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ И ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ (п-ов КАМЧАТКА)

© 2024 г. Е. Г. Калачева*, Д. В. Мельников, А. А. Долгая, Е. В. Волошина

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

Поступила в редакцию 07.06.2023 г.

После доработки 21.08.2023 г.

Принята к публикации 06.12.2023 г.

В данной работе, на примере Карымского вулканического центра, дается оценка степени влияния вулканической и гидротермальной деятельности на химический состав речных вод, показаны объемы поступления с р. Карымская в акваторию Тихого океана макро и микро-элементов. Оценено качество речных вод по нормам, определенным для вод питьевого/культурно-бытового пользования и рыбохозяйственного значения. Показано, что формирование ионной нагрузки воды реки происходит преимущественно за счет притока термальных вод, а также за счет водно-растворимых комплексов пеплов извержений вулкана Карымский, поступающих в водосборную площадь реки. Ежегодный объем растворенного вещества, выносимого рекой в Кроноцкий залив Тихого океана, составляет более 90 килотонн.

Ключевые слова: Камчатка, река, количественная оценка, микроэлементы, химический состав, кальдера

DOI: 10.31857/S0203030624020046, EDN: LGNMRV

ВВЕДЕНИЕ

Вулканические районы играют ключевую роль в регулировании геохимических циклов различных важных химических элементов, принимающих участие в изменениях климата, состава атмосферы и биосферы Земли. Во время извержений на поверхность Земли поступают гигантские массы вещества в виде пирокластики и лавовых потоков. Попадая в атмосферу, вулканический пепел переносится воздушными течениями на большие расстояния, воздействуя на среду обитания человека и природные экосистемы. Во время извержения вместе с пирокластикой происходит выброс магматических летучих (CO_2 , SO_2 , HCl , HF и др.), отделившихся от магмы в процессе дегазации. Одним из наиболее распространенных и опасных вулканических газов является диоксид серы. Поступление SO_2 в атмосферу происходит как во время извержений, так и в

периоды пассивной вулканической дегазации. Когда диоксид серы попадает в атмосферу, он реагирует с водными парами с последующим образованием серной кислоты, которая оказывает прямое воздействие на экосистемы. Выпадая на землю в виде кислотных дождей, серная кислота вымывает из почвы питательные вещества, необходимые растениям, влияет на pH и химический состав поверхностных и грунтовых вод.

Другим природным агентом, влияющим на наземные и водные экосистемы, являются разнообразные по своим физико-химическим свойствам термальные воды, разгружающиеся и в кальдерах вулканов. Химический состав вод рек, после поступления сформированных термальным стоком ручьев, может кардинально меняться, превращая их в непригодные для питьевых и хозяйственных нужд потоки.

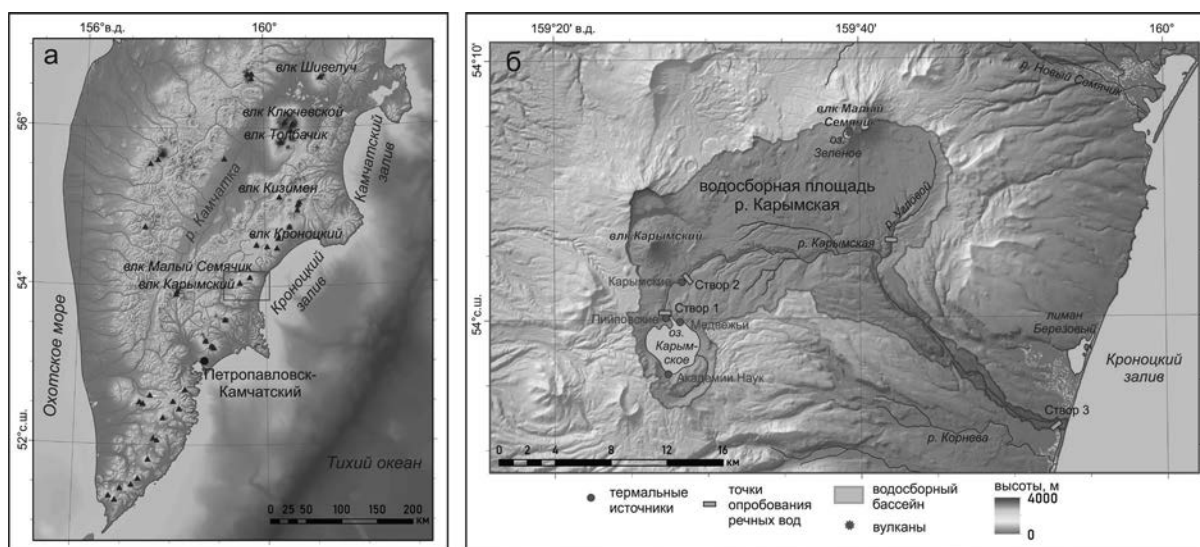


Рис. 1. Местоположение Карымского вулканического центра (а) и точки отбора термальных и речных вод (б).

Карымский вулканический центр (КВЦ), расположенный в центральной части восточного побережья Камчатки на берегу Кроноцкого залива (рис. 1а), – один из наиболее ярких примеров, где в полной мере можно оценить последствия влияния как вулканической, так и гидротермальной деятельности на речной сток.

В пределах данного центра находятся два активных вулкана Карымский и Малый Семячик, сосредоточены очаги разгрузок термальных вод различной мощности и химического состава. В январе 1996 г. здесь произошло уникальное природное явление, повлиявшее на все экосистемы. Одновременно с началом очередного эруптивного цикла вулкана Карымский произошло мощное, но кратковременное подводное извержение в кальдере Академии Наук [Федотов, 1997; Муравьев и др., 1997]. Последствием этого события стало образование нового полуострова (Новогодний) в северной части оз. Карымское, кардинальное изменение его гидрохимического и биотического режима, появление новых термальных источников как на берегу, так и под водой [Вакин, Пилипенко, 1998, 2001; Вергасова и др., 1998; Ушаков, Фазлуллин, 1997; Карпов, Двигало, 2009]. Динамика восстановления гидрохимического режима озера, микробиоты подробно рассмотрены в работах [Карпов и др., 2008; Николаева и др., 2018; Taran et al., 2013].

Вулкан Карымский, расположенный в одноименной кальдере, является одним из наиболее

активных вулканов Камчатки. Это типичный стратовулкан центрального типа высотой около 1500 м, сложенный потоками лавы с прослойками пирокластики. Для него характерны эксплозивные и эксплозивно-эффузивные извержения. С 1771 г. (когда появились первые исторические сведения) произошло более 20 извержений [Иванов и др., 1991]. Последний период активизации вулкана, начавшийся в январе 1996 г., с некоторыми перерывами продолжается до настоящего времени. До 2004 г. на склоны вулкана изливались небольшие лавовые потоки. Последние лавовые образования (в виде лавового купола в кратере) отмечались в декабре 2005 г. После этого извержение перешло в эксплозивную фазу. В период с 2005 по 2022 гг. вулкан находился в состоянии средней степени активности. Чаще всего происходили кратковременные пепловые выбросы до высоты 3 км над уровнем моря, в отдельных случаях – до высоты 5–6 км над уровнем моря, в единичных случаях – до высоты 10 км над уровнем моря (рис. 2в).

Единственным водосборным элементом для КВЦ является р. Карымская. Она уравнивает практически постоянный уровень и объем воды одноименного озера в кальдере Академии Наук, пересекает котловину кальдеры Карымская, собирая весь грунтовый и термальный сток. В среднем течении она принимает воды руч. Угловой, дренирующего склоны вулкана Малый Семячик, и впадает в Кроноцкий залив Тихого океана (см. рис. 1б). Протяженность

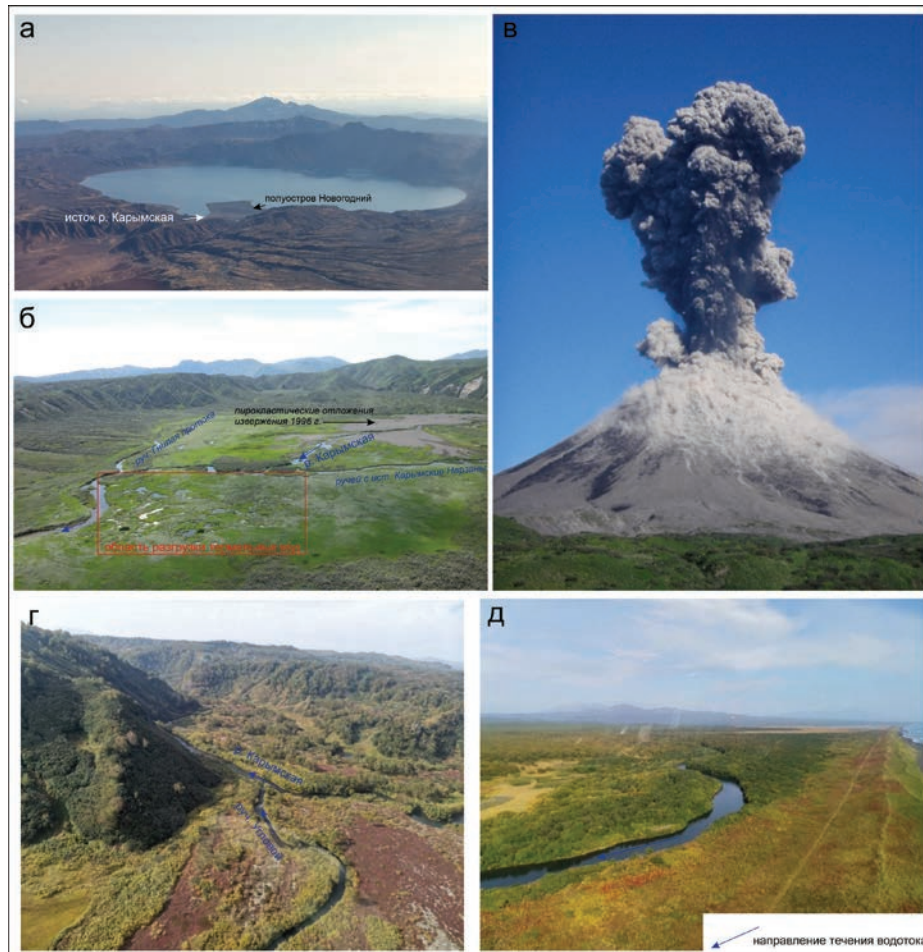


Рис. 2. Река Карымская на разных участках от истока до устья.

а – озеро Карымское – исток одноименной реки; б – “Термальная котловина” в кальдере Карымская; в – вулкан Карымский в активной фазе; г – слияние р. Карымская с руч. Угловой; д – нижнее течение р. Карымская.

реки составляет 45 км, площадь водосбора (вместе с водосборной площадью оз. Карымское) составляет 248 км².

Несмотря на большой объем работ, выполненных по изучению последствий подводного фреато-магматического извержения 1996 г. на окружающую среду [Андреев и др., 2003; Карпов и др., 2007; Дирксен, Дирксен, 2007; Андреев, Николаева, 2012; Федотов и др., 1998], речному стоку внимание уделялось очень мало. Нет опубликованных данных по составу р. Карымская в устье, не были проведены количественные и качественные оценки поступления вещества (растворенного и взвешенного) с речными водами Карымского вулканического центра в Тихий океан как до начала извержения 1996 г., так и после. Не была прослежена динамика изменения химического состава реки как вдоль русла, так и во времени.

В связи с вышесказанным, цель данного исследования заключается в проведении общей оценки воздействия вулканической и гидротермальной активности на химический состав р. Карымская, включая выявление изменения состава речной воды по данным опробования разных лет, количественная и качественная оценки выноса летучих и породообразующих компонентов в Кроноцкий залив Тихого океана с Карымского вулканического центра.

ВОДОСБОРНАЯ ПЛОЩАДЬ РЕКИ КАРЫМСКАЯ

Согласно [Вулканический..., 1980], Карымский вулканический центр является мощной пространственной системой, дренирующей глубины Земли в течение последних 2 млн лет с общим объемом вынесенного на поверхность силикатного материала в 1700 км³. По своему

строению это тектонический купол, осложненный кальдерными депрессиями и вулканическими постройками в осевой части. По расположению кальдер и вулканов здесь выделены три основных сектора: Академический, Карымский и Семячинский. В осевой части этой структуры формируется грабен, наиболее четко прослеживающийся на участке сближенных кальдер вулканов Однобокий, Академии Наук и Карымский.

Река Карымская зарождается в Академическом секторе КВЦ (см. рис. 1, 2), как сток из оз. Карымское. Это озеро площадью ~ 12 км² и диаметром ~ 4 км занимает большую часть дна кальдеры Академии Наук. В него впадает около 30 постоянных и временных водотоков, на берегу и под водой находятся выходы термальных вод. Основная гидротермальная разгрузка представлена кипящими щелочными, в том числе и с гейзерным режимом, источниками Академии Наук, расположенными на южном берегу. Две другие группы источников, расположенные в северной части кальдеры вблизи истока р. Карымская (Пийповские и Медвежьи), сформировались после подводного извержения 1996 г. [Муравьев и др., 1997; Вакин, Пилипенко, 1998; Вергасова и др., 1998]. Одним из последствий вулканического события стал всплеск гидротермальной деятельности в этом районе. Появилось несколько разнообразных по температуре и химическому составу групп источников. Некоторые крупные выходы находились непосредственно в русле р. Карымская вблизи истока [Вакин, Пилипенко, 1998; Карпов и др., 2008]. Постепенно количество термопроявлений и интенсивность разгрузки горячих вод снизились [Николаева и др., 2018; Таган et al., 2017]. Летом 2018 г. наблюдались только две небольшие группы горячих (температура до 60°C) источников. Одна группа (источники Медвежьи) общим дебитом ~ 1 л/с разгружается в озеро, другую группу (Пийповские источники) дренирует р. Карымская.

Из кальдеры Академии Наук в сопряженную с ней кальдеру р. Карымская течет по узкому ущелью тектонического происхождения бурным потоком с порогами и небольшим (высота до 3 м) водопадом. Река пересекает кальдеру Карымская в юго-восточной, наиболее пониженной и свободной от лавовых потоков, части,

называемой “Термальная котловина” [Вакин, Пилипенко, 2001] (см. рис. 2б). Здесь собирается грунтовый сток холодных вод с площади более 40 км², в результате чего территория сильно обводнена и заболочена. В центре котловины происходит разгрузка углекислых термальных вод общим дебитом ~ 700 л/с [Пилипенко, 1989]. Встречаются источники двух типов: восходящие интенсивно газифицирующие с температурами до 42°C с невысокими дебитами (до 1 л/с) и нисходящие мощные потоки вод, насыщенные углекислотой с дебитами до 100 л/с. Источники первого типа расположены непосредственно на заболоченном участке, а источники второго типа разгружаются из-под лавовых потоков по северному краю котловины.

Подводное извержение 1996 г. в кальдере Академии Наук оказало влияние и на кальдеру Карымская. Дважды, сразу после извержения из-за резкого таяния льда на озере и в мае 1996 г. после прорыва перемычки в истоке реки, сформированной продуктами извержения, по р. Карымская до самого устья прошли волны мощного паводка. Огромный объем пирокластического материала был вынесен в “Термальную котловину”, а река на входе в кальдеру изменила русло [Вакин, Пилипенко, 2001]. Новое положение русла сохраняется и в настоящее время. Общий объем термальной разгрузки после извержения не изменился [Вакин, Пилипенко, 1998; Таган et al., 2017]. Весь термальный и холодный грунтовый сток в котловине собирает р. Карымская.

После “Термальной котловины” р. Карымская вновь течет по узкой ящикообразной долине, изобилует порогами и водопадами. В реку впадают несколько небольших ручьев, стекающих со склона вулкана Карымский и бортов кальдеры. На высоте 343 м она принимает воды единственного крупного притока ($Q = 1.5$ м³/с) — руч. Угловой, дренирующего склоны вулкана Малый Семячик (см. рис. 1, 2г). Вулкан Малый Семячик, расположенный в северо-восточной части КВЦ, представляет собой массив протяженностью ~ 3 км, состоящий из трех слившихся разновозрастных построек. Кайно-Семячик — единственный действующий конус, увенчанный глубоким кратером, дно которого занимает ультракислое (pH < 1) минерализованное оз. Зеленое, образовавшееся

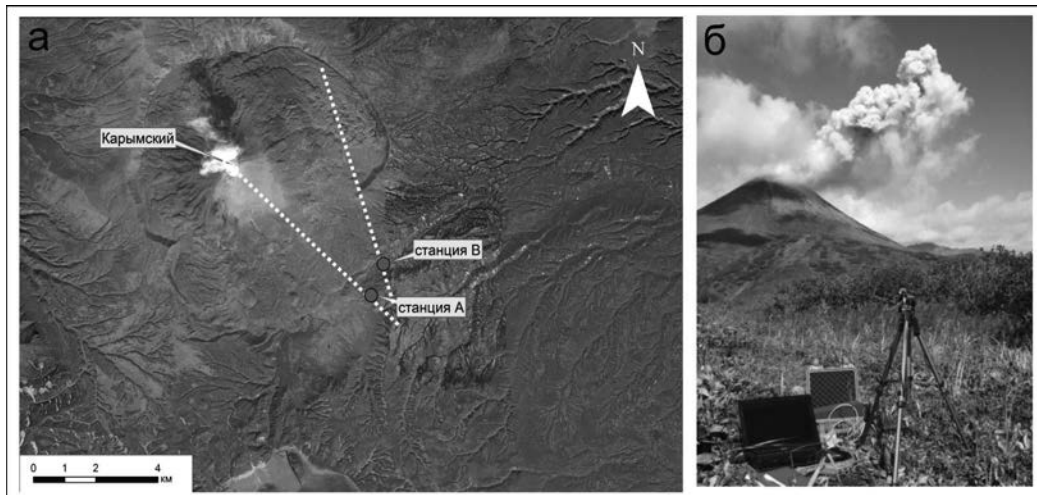


Рис. 3. Измерение концентраций диоксида серы при помощи полевого ДОАС спектрометра. а – расположение временных станций (пунктирная линия – ось сканирования); б – вид станции А.

после извержения 1945–1946 гг. [Калачева и др., 2022 и ссылки в работе].

По мере продвижения к Кроноцкому заливу характер течения р. Карымская меняется. Так, в низовье русло реки становится менее извилистым, дно выровненным, а скорость течения постепенно замедляется (см. рис. 2д). Значимых притоков нет. Общий объем выносимой воды в Кроноцкий залив (по данным измерения в устье в сентябре 2021 г.) составляет $9 \text{ м}^3/\text{с}$ (створ 3) (см. рис. 1б).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для изучения гидротермального и вулканического вклада в состав воды р. Карымская, а также для оценки выноса растворенных компонентов, нами были проведены гидрологические и гидрохимические работы на трех гидропостах: в истоке, ниже Карымских источников и в устье реки. Также проведено опробование всех групп термальных вод, разгружающихся в пределах кальдер, и наиболее крупного притока (руч. Угловой). Полевые исследования были проведены в летне-осенний период 2018, 2019, 2021 и 2022 гг.

В местах отбора проб проводилось измерение рН, температуры и удельной электропроводности (минерализации). Пробы воды на макрокомпонентный анализ отбирались в бутылки объемом 0.5 л, для определения микроэлементов пробы фильтровались в пробирки 50 мл.

Для определения расхода воды в р. Карымская на разных участках и других водотоках было

проведено измерение скорости течения водного потока по профилю реки, сделаны промеры глубин с шагом 1–2 м, измерена ширина реки. Для измерения скорости течения использовалась гидрометрическая вертушка ИСП–1М.

Анализ макрокомпонентов в водных пробах выполнялся в Аналитическом центре ИВиС ДВО РАН стандартными методами. Определение микроэлементов методом ICP-MS (Agilent 7500 SE) выполнялось в Приморском центре локального элементного и изотопного анализа ДВГИ ДВО РАН, Владивосток.

Для графического отображения геохимических данных и интерпретации результатов использован программный пакет OriginPro 2021.

Источник цифровой модели рельефа (см. рис. 1, 2) – Shuttle Radar Topography Mission (SRTM), снимки с разрешением 1 с (30 м). SRTM 1 Arc-Second Global (DOI: 10.5066/F7PR7TFT). В качестве батиметрической основы для прибрежных акваторий использована цифровая модель рельефа океанического дна, созданная проектом GEBCO (The General Bathymetric Chart of the Oceans), версия от июня 2022 г. GEBCO Compilation Group (2022) GEBCO 2022 Grid (DOI: 10.5285/e0f0bb80-ab44-2739-e053-6c86abc0289c).

Дистанционные измерения эмиссии диоксида серы на вулкане Карымский выполнялись в 2011 г. с помощью сканирующей системы, работающей на основе дифференциальной оптической абсорбционной спектроскопии (ДОАС). Технически сканер соответствует оборудованию,

Таблица 1. Распределение концентраций диоксида серы в связи с активностью Карымского вулкана (10–14 сентября 2011 г.) [Arellano et al., 2012]

	Количество измерений	Направление шлейфа	Скорость шлейфа, м/с	Высота шлейфа, м	Поток SO ₂ , т/сут		
					диапазон	среднее	средне-квадратическое отклонение
Станция А	189	328 ± 35	6	1375 ± 340	28–3145	480	429
Станция В	243	333 ± 21	6	1375 ± 340	72–1159	295	202
А + В	432	331 ± 28	6	1375 ± 340	28–3145	376	334

разработанному в рамках проекта Network for Observation of Volcanic and Atmospheric Change (NOVAC) [Galle et al., 2010]. Наземные измерения осуществлялись из кальдеры Карымская, две временные станции были установлены на прямой видимости вулканических шлейфов на расстоянии 3–3.5 км от вершины вулкана (рис. 3).

В качестве спутниковых данных использовался глобальный каталог крупных источников выбросов SO₂, основанный на измерениях, полученных со спектрометров Ozone Monitoring Instrument (OMI), Ozone Mapping and Profiler Suite (OMPS) и TROPospheric Monitoring Instrument (TROPOMI) [Fioletov et al., 2023]. Каталог содержит данные с 2005 по 2021 гг.

Для определения массы и ареала распространения содержащегося в атмосфере вулканогенного SO₂ использовались данные спектрометра AIRS (Atmospheric Infrared Sounder), который установлен на спутнике AQUA. AIRS, в отличие от приборов OMI, OMPS и TROPOMI, работает в инфракрасном диапазоне, для которого характерно интенсивное поглощение молекул диоксида серы в спектральном окне, равном примерно 7.34 мкм.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Эмиссия SO₂ и пепловые шлейфы вулкана Карымский

Для изучения эмиссии диоксида серы вулканом Карымский были использованы многолетние

спутниковые и наземные методы исследований. На основе наземных измерений при помощи дифференциальной оптической абсорбционной спектроскопии (ДОАС) было установлено, что существует четкая закономерность распределения концентраций газа от интенсивности эксплозий вулкана (табл. 1). Средние значения концентраций SO₂ при интенсивности пепловых выбросов до высоты 1.5–3 км над уровнем кратера вулкана составили 300–480 т в день.

Спутниковые наблюдения за активностью вулкана в ИВиС ДВО РАН ведутся постоянно на протяжении более 15 лет. Основными задачами мониторинга являются обнаружение пепловых облаков и шлейфов, определение их параметров (длина, площадь и азимут распространения) и определение концентрации диоксида серы как в период пассивной дегазации, так и на этапе активной фазы извержения [Гирина и др., 2018]. Данные спутникового зондирования позволяют проводить непрерывные наблюдения за всеми действующими вулканами Камчатки и Курильских островов. Благодаря этому существуют многолетние данные [Fioletov et al., 2023], позволяющие оценить общую эмиссию диоксида серы для любого действующего вулкана. На основе этих данных было определено, что среднегодовая эмиссия диоксида серы за период с 2005 по 2021 гг., поступающая из кратера вулкана Карымский, составляет 220–250 килотонн в год (рис. 4), что сопоставимо с данными, полученными путем наземных наблюдений.

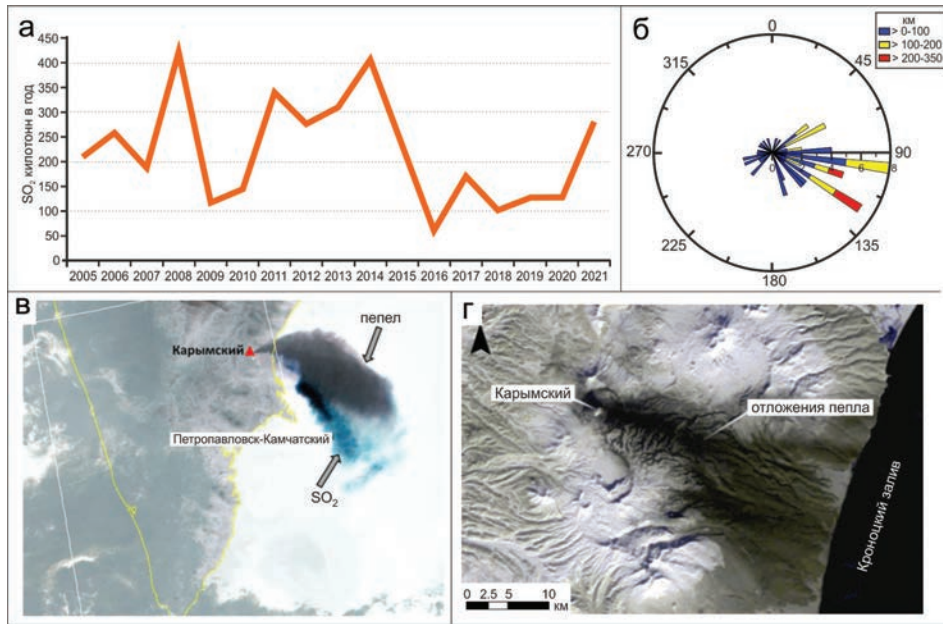


Рис. 4. Эмиссия диоксида серы Карымским вулканом за период 2005–2021 гг., по спутниковым данным (а); диаграмма распространения (частота повторяемости направлений по сторонам света) и протяженности (в километрах) газовых и пепловых шлейфов вулкана Карымский (б); распространение пеплового (темный цвет) и газового (синий цвет) шлейфа от извержения Карымского вулкана. Общая площадь шлейфа 24 620 км². Спутниковый снимок MODIS Terra 03.11.2021 11:37 UTC (в); типичный ареал распространения отложения пеплов от извержений Карымского вулкана. Спутниковый снимок Landsat-8, 02.03.2019 г. (г).

Доминирующими направлениями распространения газовых и пепловых шлейфов являются восточное и юго-восточное от вулкана (см. рис. 4б–4г), т.е. в направлении Кроноцкого залива. На спутниковых снимках отчетливо выделяются зоны покрытия пепловыми отложениями (см. рис. 4г). В качестве примера пространственного распространения пепловых и газовых шлейфов можно рассмотреть извержение 3 ноября 2021 г. (см. рис. 4в). Шлейф зафиксирован на спутниковых снимках MODIS. Высота пеплового выброса составила 6–8 км над уровнем моря (<http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/van/?n=2021-135>). Пепловый шлейф протягивался на восток–юго-восток от вулкана. На спутниковых снимках хорошо видна дифференциация между пепловым и газовым шлейфом. Газовый шлейф (SO₂) находился на более высоких уровнях (9 км над уровнем моря), чем пепловый (6–7 км над уровнем моря).

Вопрос определения массы вулканического пепла, продуцируемого в ходе извержения, достаточно сложный. Существующие методы спутникового анализа позволяют определить массу пепла только по верхней границе пеплового облака. Однако методом наземной

инфракрасной съемки пеплового облака удалось оценить минимальную массу выброшенного пепла при достаточно слабом извержении до высоты 1.5 км над уровнем кратера вулкана. Минимальное значение составило 69 т пепла [Lopez et al., 2013].

Химический состав воды р. Карымская

Макрокомпонентный состав и его эволюция во времени. Река Карымская отличается значительной вариативностью химического состава воды как вдоль русла, так и во времени (табл. 2). В связи с тем, что в истоке ее состав отвечает интегрированному составу одноименного озера, все изменения, происходящие в гидрохимии озера, сказываются на количественных и качественных показателях речного ионного стока на данном участке реки. Химический состав воды оз. Карымское определяется составом атмосферных осадков, а также поверхностных и подземных вод, питающих водоем. До событий 1996 г. по данным наиболее ранних измерений, выполненных в 1984 г., вода в истоке отвечала гидрокарбонатно-натриевому гидрохимическому типу (рис. 5) с минерализацией <100 мг/л и

Таблица 2. Химический состав реки Карымская в период с 1984 по 2022 гг., мг/л

Дата	T	pH	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	F ⁻	SiO ₂	M ¹	ЛИ ²
Исток реки (створ 1)													
Июль 1984	1.0	7.05	10.4	1.6	1.6	0.5	8.5	3.8	35.1	0.10	30.0	92	а
Апрель 1989	1.5	6.70	13.0	1.2	2.8	0.2	11.0	6.2	19.0	н.д.	33.1	87	б
Август 1993	7.5	7.45	14.0	0.9	6.0	0.6	21.3	4.8	22.0	н.д.	45.0	115	з
Июль 1996	16.0	3.30	57.0	5.8	66.0	10.0	38.0	331.0	0.0	1.50	119.4	629	б
Июль 1997	17.0	3.76	49.5	4.1	38.5	9.7	36.2	211.3	0.0	0.80	89.4	439	в
Август 1998	14.0	3.83	51.4	7.6	41.3	10.5	42.8	149.8	0.0	1.00	97.9	402	г
Сентябрь 1999	16.0	4.00	62.0	8.4	40.0	11.7	45.0	221.0	0.6	0.80	100.6	490	б
Август 2000	17.0	4.70	69.0	6.7	34.0	8.5	43.0	206.0	6.1	0.80	125.0	499	б
Июль 2001	16.0	4.86	44.0	н.д.	23.3	7.8	31.9	134.5	0.6	0.60	91.7	334	г
Июль 2002	15.0	4.87	51.0	7.5	29.7	8.3	43.3	172.9	1.2	н.д.	60.6	375	з
Август 2003	14.8	5.29	51.5	6.0	26.5	7.8	36.9	148.9	1.2	0.70	91.9	371	д
Август 2005	16.5	5.98	43.0	4.7	22.0	4.9	35.5	111.4	2.4	0.40	91.6	316	д
Июль 2006	17.1	6.35	47.0	4.5	22.4	8.3	41.2	127.7	9.8	н.д.	73.3	334	д
Август 2007	14.5	6.80	46.9	3.9	16.8	6.1	42.6	105.6	7.3	н.д.	58.2	287	д
Август 2009	16.0	6.48	35.8	3.8	32.9	4.4	32.6	76.8	12.2	0.40	50.0	249	д
Сентябрь 2012	15.5	7.68	38.2	3.7	12.6	3.1	31.2	83.0	18.0	0.45	50.0	240	е
Август 2013	14.0	7.20	32.3	3.3	11.2	2.4	31.2	56.0	14.0	н.д.	42.4	193	д
Июль 2015	17.4	7.25	30.0	3.4	10.0	1.7	31.2	48.0	13.4	н.д.	65.0	203	е
Июль 2018	10.1	6.90	31.7	2.8	7.6	1.7	30.2	32.4	27.0	0.24	63.3	197	з
Август 2022	н.д.	7.37	30.2	2.7	6.8	1.7	26.3	23.2	37.0	0.25	59.4	187	з
На выходе из кальдеры Карымская (створ 2)													
Июль 1984	8.5	7.80	35.0	5.2	16.0	20.0	30.0	66.0	137.0	0.10	43.1	352	а
Август 1993	14.0	6.12	34.0	2.3	20.0	18.2	31.9	81.6	107.0	н.д.	48.6	343	з
Май 1996	н.д.	3.25	57.4	6.6	66.0	15.1	38.3	374.0	0.0	0.13	119.4	677	ж
Июль 1996	16.0	6.40	299.0	26.0	50.0	33.0	50.0	691.0	181.0	0.80	77.5	1408	б
Август 1997	19.0	6.20	71.0	9.7	38.0	43.0	95.0	192.0	200.0	0.50	74.4	724	б
Сентябрь 1999	17.0	6.90	102.0	10.0	40.0	52.0	91.0	221.0	223.0	0.60	92.5	832	б
Август 2000	20.0	6.40	101.0	8.7	39.0	40.0	86.0	230.0	207.0	0.50	115.0	827	б
Июль 2015	19.5	6.40	62.0	6.8	22.0	29.0	51.0	134.0	132.0	0.45	59.0	496	з
Июль 2018	11.7	6.90	56.0	4.6	20.1	33.6	52.0	111.1	139.0	0.22	56.6	473	з
Сентябрь 2019	14.7	6.21	57.5	4.8	21.2	35.4	54.1	111.6	143.0	0.31	57.1	485	з
Устье реки (створ 3)													
Сентябрь 2021	10.0	7.22	33.0	3.6	19.0	15.3	28.4	84.5	107.0	0.40	74.4	366	з

Примечание. ¹ – минерализация; ² – литературный источник: а – [Пилипенко, 1989], б – [Вакин, Пилипенко, 2001], в – [Карпов, 2004], г – [Андреев, Николаева, 2012], д – [Николаева и др., 2018], е – [Taran et al., 2017], ж – [Фазлуллин и др., 2000], з – данная работа.; н.д. – нет данных.

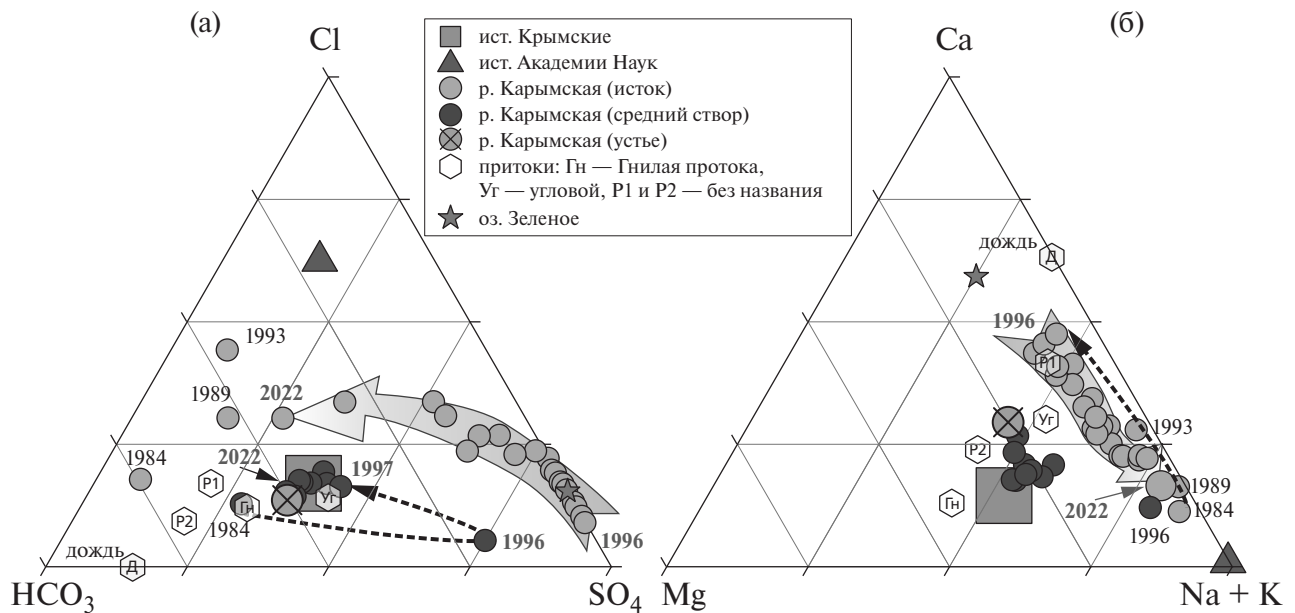


Рис. 5. Анионный (а) и катионный (б) состав (мг/л) термальных и речных вод Карымского вулканического центра.

pH ~7. По результатам химических анализов проб 1987 и 1993 гг. выявляются некоторые изменения в соотношениях макроэлементов. В анионном составе есть тренд в сторону увеличения хлор-ионов и уменьшения количества гидрокарбонат-ионов, а в катионном — сдвиг в сторону увеличения содержания Ca^{2+} (с 1.2 до 6 мг/л). Ограниченное число данных не позволяет сделать однозначных выводов, однако, вполне возможно, что произошедшее извержение предварялось дегазацией, поставившей в озерную воду летучие компоненты (S и Cl).

Следствием подводного извержения января 1996 г. стала гидрохимическая эволюция оз. Карымское за счет влияния как фумарольной, постмагматической, так и гидротермальной деятельности [Николаева и др., 2018]. Как показано в цитируемой работе, вместе с изверженным материалом в воду поступили сера, кальций и магний, а активизация гидротермальной деятельности привела к обогащению раствора натрием, калием и хлором. В результате произошла резкая смена гидрохимического типа воды. Вода в истоке реки приобрела сульфатно-кальциевый гидрохимический тип, снизился pH до 3.2, а минерализация увеличилась до 0.7 г/л. Со временем роль вулканической

составляющей, однократно привнесенной в озеро, в формировании химического состава воды постепенно стала снижаться, тогда как гидротермальный вклад остается на постоянном уровне до настоящего времени. Новообразованные и постоянные участки разгрузки термальных хлоридно-натриевых вод (наземные и подводные) являются основными поставщиками Na, K и Cl в озеро и в настоящее время. Основная группа горячих и кипящих источников, в том числе и с гейзерным режимом, расположена на южном берегу озера (источники Академии Наук) (см. рис. 1б). Она представлена хлоридными натриевыми водами с максимальной концентрацией Cl^- ~400 мг/л, содержание сульфат- и гидрокарбонат-ионов чуть более 100 мг/л. Уровень значений Na^+ составляет 300 мг/л, магний в катионном составе отсутствует, а кальций находится на уровне первых единиц (см. табл. 2).

Длительная гидрохимическая эволюция гидрохимии озера приводит к постоянной трансформации гидрохимического типа воды истока р. Карымская (см. рис. 5). За весь период наблюдения произошла трансформация с Na-HCO_3 типа через Ca-SO_4 к $\text{Na-HCO}_3\text{-Cl}$. По состоянию на 2022 г., по соотношению катионов состав

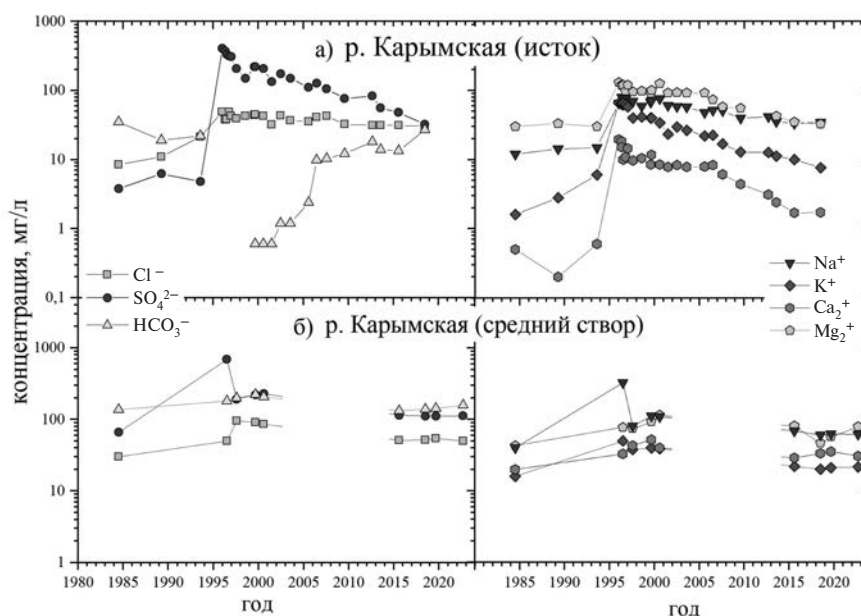


Рис. 6. Изменение содержания макрокомпонентов в воде р. Карымская в истоке (а) и на выходе из кальдеры Карымская (б).

воды близок к данным 1989 г., тогда как в анионном составе еще не достигнуты первоначальные соотношения, хотя тенденция к этому есть, несмотря на появление новой подводной термальной разгрузки с высоким содержанием Cl^- после извержения 1996 г.

На выходе из “Термальной котловины” (створ 2) соотношение катионов и анионов в составе р. Карымская остается постоянным весь период наблюдения, за исключением 1996 г., когда наблюдалось резкое изменение гидрохимического типа на Na-SO_4 . Это связано с поступлением значительного объема Na^+ и SO_4^{2-} в состав воды за счет вымывания продуктов ионно-обменных реакций из тонкодисперсных отложений грязевых потоков, прошедших по долине Карымской весной 1996 г. [Вакин, Пилипенко, 2001].

На рис. 6 показано изменение химического состава речных вод во времени по замерам, выполненным на двух гидропостах (исток и выход из кальдеры Карымская). В построении графиков задействованы как авторские данные, так и все известные опубликованные результаты химических анализов речных вод [Пилипенко, 1989; Вакин, Пилипенко, 2001; Фазлуллин и др., 2000; Карпов, 2004; Карпов и др., 2008; Андреев, Николаева, 2012; Николаева и др., 2018].

Хорошо виден резкий рост концентраций всех компонентов в 1996 г., произошедший за счет резкого изменения химического состава воды в озере, как в истоке, так и на втором гидропосту.

По сравнению с 1993 г., в 1996 г. содержание сульфат-иона в истоке реки увеличилось до 374 мг/л (в 80 раз), Cl^- — до 38 мг/л (в 2.5 раза). За счет значительного снижения pH (с 6.7 до 3.2), концентрация HCO_3^- уменьшилась до нуля. В воде появился один из основных спутников вулканических эксгаляций — фтор (1.7 мг/л). Количество макрокатионов также значительно увеличилось (см. табл. 2): Na^+ — в 4 раза, Ca^{2+} и Mg^{2+} — в 10 раз, SiO_2 — в 2.5 раза. В целом минерализация возросла в 6 раз (до 0.6 г/л).

В дальнейшем, за счет постоянного водообмена стало происходить постепенное восстановление гидрохимического режима озера, которое фиксируется и в истоке р. Карымская. Как видно из графика (см. рис. 6а), в анионном составе происходит постепенное снижение содержания сульфат-ионов SO_4^{2-} и увеличение HCO_3^- , продолжающееся и спустя почти 30 лет со времени событий 1996 г. Резкий рост гидрокарбонат-ионов произошел при повышении pH до 6 (2005–2006 гг.). При этом концентрация хлор-ионов достаточно долго (до 2007 г.) оставалась на уровне,

Таблица 3. Химический состав поверхностных водотоков и термальных источников долины р. Карымская, мг/л

Место отбора	Дата отбора	T, °C	pH _{лаб}	F ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	HCO ₃ ⁻	SiO ₂	M
Карымские источники	09.2019	39.9	5.93	0.24	292	663	340	31.0	105	234	751	127	2543
Руч. Угловой (устье)	09.2021	5.9	7.01	0.11	5.7	17.1	11.6	1.4	7.5	4.4	17.1	27.6	92.5
Дождь	07.2018	н.о.	5.18	н.о.	н.о.	1.5	0.3	н.о.	0.5	н.о.	8.0	<1.07	10.2
Руч. Гнилая протока (устье)	07.2018	13.4	6.81	0.18	66.3	162	75.7	5.1	24.2	78.8	318	31.5	762
Ручей у стационара	07.2018	0.8	6.8	0.08	4.4	5.3	2.8	1.6	3.9	1.1	16.0	<1.07	35.1

установившемся с 1996 г. (~40 мг/л), затем снизилась до 30–32 мг/л (2009–2018 гг.), что связано с постоянным дополнительным гидротермальным вкладом в состав воды озера. Тенденция к снижению фиксируется и в 2022 г.

В катионном составе после резкого всплеска в 1996 г. можно увидеть (см. рис. 6а) уменьшение концентраций всех компонентов, происходящее с разной скоростью. Медленнее всего снижается содержание Na⁺, так же как и Cl⁻. Количество кальция и магния уменьшается значительно быстрее, чем натрия, за счет отсутствия этих компонентов в составе подводных разгрузок гидротерм, но еще не достигли уровня, фиксируемого до извержения. Минерализация воды в истоке реки к 2018 г. снизилась до 157 мг/л, что только в 1.5 раза превышает значение 1993 г.

Опубликованных данных по химическому составу реки за пределами кальдеры Академии Наук не так много. Опробования, выполнявшиеся на выходе из “Термальной котловины”, ограничены двумя временными промежутками: первый – 1984–2000 гг. [Пилипенко, 1989; Вакин, Пилипенко, 2001], второй – наши измерения, начатые в 2015 г. и продолжающиеся в настоящее время. Оба этапа охватывают период до и после извержения 1996 г. и позволяют оценить современное состояние реки на этом участке.

На рис. 6б показана эволюция химического состава воды реки на восточной границе кальдеры Карымская (створ 2). Необходимо отметить, что и до событий 1996 г. химический состав воды здесь значительно отличался от показателей в истоке за счет поступления большого количества холодных и термальных вод (общим объемом ~4 м³/с), разгружающихся в долине

реки в южной части кальдеры. Для Карымских термальных источников характерны высокие содержания сульфат- и гидрокарбонат-ионов. В наиболее горячих выходах количество SO₄²⁻ и HCO₃⁻ примерно равное и составляет 600–700 мг/л (табл. 3). Концентрация хлор-ионов не превышает 200–250 мг/л. Источники имеют необычный катионный состав, преобладает Na⁺ (304 мг/л), а содержание Mg²⁺ выше, чем Ca²⁺. Гидротермальный вклад отражается на составе речных вод, последние приобретают черты Карымских источников в соотношениях макрокомпонентов (см. рис. 5) при более низкой минерализации за счет разубоживания холодными поверхностными и подземными водами.

На графике (см. рис. 6б) хорошо виден всплеск содержания SO₄²⁻ и Na⁺ в воде р. Карымская на выходе из “Термальной котловины”, связанный с последствиями извержения 1996 г., приведший на короткое время к смене соотношений макрокомпонентов (см. рис. 5) в речной воде. Однако уже в 1997 г. наблюдается резкое снижение концентраций этих элементов. Тенденция к уменьшению сохраняется и в настоящее время, однако соотношение макрокомпонентов даже спустя более чем 25 лет (в 2022 г.) на этом участке отличается от данных до извержения.

Опубликованных данных по гидрохимии р. Карымская в нижнем течении найти не удалось, поэтому проследить, как изменялся состав воды в нижнем течении, не представляется возможным. Наши измерения были выполнены в сентябре 2021 г. Вода в устье реки относится к Na-Ca-HCO₃-SO₄ типу с минерализацией 330 мг/л и pH = 6.8. По соотношению анионов и катионов состав соответствует значениям, полученным на выходе из кальдеры Карымская

(см. рис. 5). Следовательно, дополнительных источников, способных значительным образом изменить химический состав р. Карымская в нижнем течении, нет. Наиболее крупный приток реки – ручей Угловой – также относится к гидрокарбонатно-натриевому типу вод. Вода пресная, близнеутральная с минерализацией 100 мг/л. Ручей Угловой – единственный водоток, дренирующий склоны вулкана Малый Семячик внутри КВЦ. Его химический состав является дополнительным подтверждением отсутствия скрытого стока из озера, заполняющего кратер активного вулкана. Химический состав оз. Зеленое кардинально отличается от состава термальных источников кальдер Карымская и Академии Наук (см. рис. 5). Минерализация и температура воды меняется в зависимости от состояния вулкана, оставаясь всегда ультракислой (рН <1). По состоянию на сентябрь 2021 г. вода холодная, минерализованная (22 г/л), сульфатно-хлоридная. В катионном составе преобладают алюминий и железо [Калачева и др., 2022 и ссылки в работе].

Микрокомпонентный состав. В отличие от макрокомпонентного состава, изучению микроэлементов в составе вод р. Карымская на различных участках до настоящего времени практически не уделялось внимания. Необходимых данных, отражавших период до подводного извержения 1996 г., найти не удалось. В связи с этим, определить степень влияния вулканического события на микроэлементный состав воды в реке не представлялось возможным. Как показал анализ химического состава воды за многолетний период, с 2015 г. наблюдается достаточно стабильное состояние реки по всем компонентам. Используя данные гидрохимического опробования 2018 и 2021 гг. (табл. 4), мы можем оценить современный уровень микроэлементной нагрузки в трех ключевых участках реки (в истоке, на выходе из кальдеры Карымская и в устье). Для сравнительного анализа дополнительно представлены данные по микроэлементному составу источников Карымские и руч. Угловой. Суммарное количество микроэлементов в истоке реки составляет 0.92 мг/л. Максимальные величины приходятся на бор (0.47 мг/л), железо (0.18 мг/л), цинк (0.063 мг/л), мышьяк (0.047 мг/л), литий (0.034 мг/л), алюминий (0.026 мг/л), стронций (0.022 мг/л), барий (0.016 мг/л). Концентрации Pb, Cs, Rb, Sb, Ge, Ni, Mn, Zr, Ti, Sc (см. табл. 4)

не превышают 0.01 мг/л, остальных элементов, включая суммарное значение редкоземельных элементов – 1 мкг/л. На других участках (при увеличении расхода реки) содержание микроэлементов в воде закономерно уменьшается. Так, на выходе из кальдеры Карымская в воде суммарное содержание микроэлементов составляет 0.73 мг/л. Наблюдается заметное увеличение концентраций стронция (0.051 мг/л), бария (0.019 мг/л) и лития (0.046 мг/л), а содержание железа и бора остается на уровне, выявленном в истоке реки. В устье общее количество микроэлементов остается достаточно высоким – 0.435 мг/л. Для сравнения можно отметить, что суммарное содержание редких элементов в притоке реки – руч. Угловой составляет 0.154 мг/л. Концентрация большинства компонентов, включая бор, железо, литий и медь, снижается в несколько раз. Вместе с тем, наблюдается увеличение более чем в 2 раза (по сравнению с 1-м и 2-м участками) содержания ванадия (7.4 мг/л), а количество стронция и свинца находится на уровне, выявленном в створе 2, алюминия – как в истоке.

Качество воды р. Карымская. Качество воды р. Карымская после извержения (по состоянию на 2002 г.) кратко рассматривается в работе [Карпов и др., 2007]. Авторы цитируемой статьи указывают, что в этот период наблюдались значительные превышения норм предельно допустимых концентраций (ПДК) для хозяйственно-питьевого назначения по магнию, бору, литию и кадмию (более чем в 7–10 раз).

В ходе анализа полученных нами данных по современному состоянию р. Карымская выявлено следующее. По макрокомпонентному составу и физико-химическим параметрам (рН, температура и минерализация) вода в истоке не превышает установленные нормы ПДК для вод питьевого/культурно-бытового¹ пользования и рыбохозяйственного значения². На выходе

¹ Об утверждении санитарных правил и норм СанПиН 1.2.3685-21 “Гигиенические нормативы и требования к обеспечению безопасности и (или) безвредности для человека факторов среды обитания”: Постановление Главного государственного санитарного врача РФ № 2 от 28.01.2021 г.

² Об утверждении нормативов качества воды водных объектов рыбохозяйственного значения, в том числе нормативов предельно допустимых концентраций вредных веществ в водах водных объектов рыбохозяйственного значения: Приказ Минсельхоза Российской Федерации № 552 от 13.12.2016 г. (ред. от 12.10.2018 г. и от 10.03.2020 г.).

Таблица 4. Микроэлементный состав речных и термальных вод долины р. Карымская, мкг/л

Элементы	ПДК, ХП/РХ	р. Карымская			Карымские источники	Руч. Угловой
		Створ 1	Створ 2	Створ 3		
		Июль 2018		Сентябрь 2021	Июль 2018	Сентябрь 2021
Li	30/80	34.140	45.840	23.810	277.680	2.460
Be	0.2/0.3	0.006	0.003	0.001	0.005	0.001
B	500/500	467.390	405.830	254.85	1096.560	88.680
Al	20/40	26.440	14.570	22.56	14.410	9.800
Sc	–	2.793	3.289	0.124	10.567	0.087
Ti	100/60	1.071	1.260	0.686	6.495	0.798
V	100/1	2.749	1.313	7.389	1.351	8.679
Cr	50/20	4.470	1.601	1.503	4.471	1.823
Mn	100/10	3.262	3.409	4.808	417.767	0.488
Fe	300/100	182.880	138.830	32.860	357.800	10.430
Co	100/10	0.104	0.069	0.056	0.254	0.016
Ni	20/10	3.504	2.441	0.607	3.254	0.097
Cu	100/1	17.782	2.142	1.303	3.966	0.453
Zn	5000/10	62.706	10.040	1.460	14.502	0.539
Ga	–	0.036	0.018	0.011	0.022	0.017
Ge	–	1.334	0.931	0.214	1.772	0.025
As	10/10	47.280	7.320	6.248	1.680	2.952
Se	10/2	0.521	0.649	0.464	1.709	0.451
Rb	100/100	6.452	7.514	4.302	31.973	0.929
Sr	7000/400	22.320	50.928	59.005	253.156	14.877
Y	–	0.027	0.015	0.024	0.018	0.006
Zr	/70	0.058	0.040	0.044	0.055	0.033
Nb	10/	0.002	0.002	0.001	0.003	0.000
Mo	70/1	2.971	1.723	0.983	0.870	0.538
Ag	50/	0.230	0.219	0.157	0.209	0.011
Cd	1/1	0.133	0.032	0.014	0.038	0.004
Sn	-/112	0.373	0.109	0.010	0.111	0.011
Sb	5/	1.169	0.709	0.598	0.378	0.574
Cs	/1000	3.376	2.824	0.610	7.360	0.006
Ba	700/740	16.289	19.167	4.450	37.727	2.622
Σ РЗЭ	–	0.240	0.123	0.038	0.144	0.016
Hf	–	0.003	0.001	0.001	0.002	0.001
Tl	0.1/	0.038	0.022	0.009	0.018	0.008
Pb	10/6	7.396	5.103	6.290	3.696	6.750
Th	–	0.004	0.003	0.001	0.005	0.000

Примечание. ПДК (предельно допустимые концентрации вредных веществ в водах); ХП – хозяйственно-питьевые нужды (СанПиН 1.2.3685-21); РХ – рыбохозяйственного значения³; РЗЭ – редкоземельные элементы.

³ Приказ Минсельхоза Российской Федерации № 552 от 13.12.2016 г. (ред. от 12.10.2018 г. и от 10.03.2020 г.) Об утверждении нормативов качества воды водных объектов рыбохозяйственного значения, в том числе нормативов предельно допустимых концентраций вредных веществ в водах водных объектов рыбохозяйственного значения.

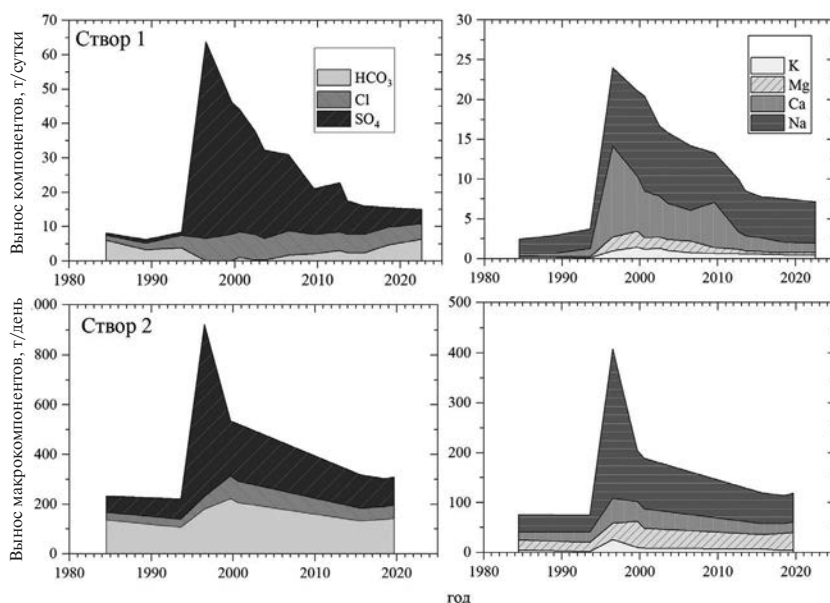


Рис. 7. Изменение объема ионного стока р. Карымская в истоке (створ 1) и на выходе из кальдеры Карымская (створ 2).

из кальдеры Карымская (створ 2) есть небольшое превышение по сульфат-иону (1.1 ПДК). По ряду элементов ПДК для питьевых вод и вод рыбохозяйственного значения значительно различаются (см. табл. 4), что не дает однозначной картины в определении качества воды. В истоке вода непригодна для рыбохозяйственного значения из-за загрязнения соединениями меди (17 ПДК), цинка (6 ПДК), мышьяка (4.7 ПДК), молибдена (2.9 ПДК), ванадия (2.7 ПДК), железа (1.8 ПДК) и свинца (1.2 ПДК). Для вод питьевого/культурно-бытового назначения есть только превышения по содержанию мышьяка (4.7 ПДК) и лития (1.1 ПДК). На втором створе р. Карымская, за счет притока холодных пресных вод и возможного осаждения минеральных соединений, наблюдаются снижения концентраций практически всех микроэлементов за исключением щелочных и щелочноземельных элементов (стронций, рубидий, литий, барий), поступающих с термальными водами. Нарушение нормативов, предусмотренных в целях обеспечения безопасности/безвредности для человека, есть только в отношении содержания лития (1.5 ПДК). Для рыбохозяйственного значения сохранилась, как и в истоке, непригодность воды из-за загрязнения отдельными элементами (V, Fe, Cu, Mo). Следует отметить, что ванадием и свинцом загрязнена

вода руч. Угловой (8 и 1.1 ПДК соответственно). В результате, вода в устье р. Карымская сохраняет превышение по предельно допустимым концентрациям данных загрязняющих веществ. При этом, по содержанию микроэлементов для питьевого/культурно-бытового использования вода в устье полностью пригодна.

Вынос макро- и микроэлементов р. Карымская в Кроноцкий залив Тихого океана

Изменение ионного стока (1-й и 2-й участки реки) во времени. Первые количественные оценки химического стока (макрокомпоненты) из озера с р. Карымская, с учетом вклада термальных источников до и после извержения 1996 г. представлены в работах [Вакин, Пилипенко, 1998, 2001].

Опубликованных данных измерений расходов реки, выполненных одновременно с гидрохимическим опробованием, за период с 2000 по 2015 гг. найти не удалось. Однако, по данным многолетних наблюдений выявлено [Андреев, Николаева, 2012], что средний расход реки в истоке (створ 1, см. рис. 1б) составляет ~2 м³/с, а на выходе из кальдеры Карымская (створ 2, см. рис. 1б) — ~4.5–5 м³/с. Измерения, выполненные нами в 2015 и 2018 гг., как на первом, так и на втором створе, с учетом погрешности измерения ~20% дают схожие значения.

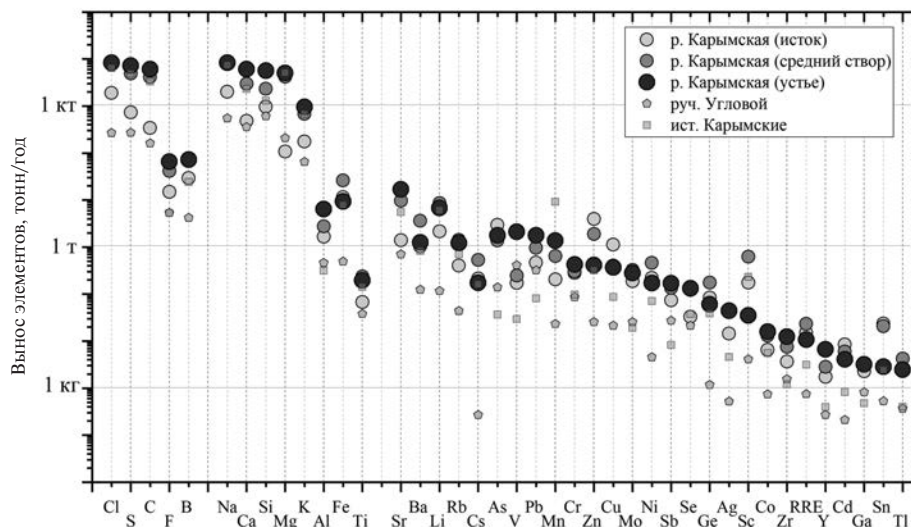


Рис. 8. Годовой элементный сток по руслу р. Карымская на отдельных участках.

Следовательно, используя результаты химических анализов и среднестатистический расход, можно сделать ориентировочную оценку ионного стока на двух ключевых участках реки в различные годы и проследить изменения объема выносимого вещества за пределы обоих кальдер за весь период наблюдения. На рис. 7 показано изменение ионного стока в истоке реки (створ 1) и на выходе из кальдеры Карымская (створ 2) в период с 1984 по 2022 гг.

Хорошо видно, что до 1996 г. наблюдался минимальный сток макроэлементов в истоке, составлявший ~ 10 т/сут. Прирост на втором участке (в “Термальной котловине”) преимущественно за счет поступления термальных вод в этот период составлял ~ 110 т/сут, в результате за пределы двух смежных кальдер ежедневно выносилось ~ 120 т растворимого вещества, причем, практически половина ионного стока была представлена гидрокарбонатом (56 т). Извержение 1996 г. вызвало резкое увеличение выносимых рекой из оз. Карымское растворенных элементов, в первую очередь за счет поступления вулканической серы. При общем ионном стоке ~ 90 т/сут на сульфат-ион приходилось ~ 57 т/сут. На втором участке в этот аномальный год ежедневно добавлялось еще ~ 450 т, из которых половина приходилась на SO_4^{2-} . Учитывая, что объем термальных вод, разгружающихся в кальдере Карымская, как показано в работе [Вакин, Пилипенко 2001], не изменился, основное количество ионной нагрузки (340 т/сут) формировалось за счет выщелачивания продуктов

подводного извержения, вынесенных лахаром в “Термальную котловину” в мае 1996 г. Уже через год после извержения, летом 1997 г. фиксируется резкий спад объемов выносимого растворенного вещества из озера, и с 2015 г. ежесуточный ионный сток на первом участке составляет 22–25 т, что в 2 раза превышает значения, отмеченные до 1996 г. Прирост на втором участке также значительно снизился, и по замерам 2015–2019 гг. составляет 150 т/сут. Вычитая из общего объема 110 т растворенного вещества, поступающего с термальными водами, остается избыток порядка 40 т/сут. Объем выносимого углерода (в виде HCO_3^-) находится на уровне, наблюдаемом до извержения 1996 г. (50–55 т/сут), тогда как количество серы (в виде SO_4), а также хлора, магния и натрия значительно увеличилось. Этот избыток, вероятнее всего, формируется за счет вымывания водорастворимых минералов из пеплов вулкана Карымского, постоянно скапливающихся в кальдере с 1996 г.

Общий вынос макро- и микроэлементов в Кроноцкий залив (устье р. Карымская). На основании данных измерения 2018 г. (створ 1 и створ 2 р. Карымская) и 2021 г. (устье р. Карымская и руч. Угловой), включая гидрохимическое опробование (см. табл. 2, 3) и гидрометрические работы, был рассчитан годовой сток растворенного вещества с водосборной площади р. Карымская. Ежегодно в реку из оз. Карымское поступает 11 килотонн растворенного вещества, а выносится в Кроноцкий залив ~ 93 килотонны.

Больше половины элементов (~54 килотонны) поступает в водоток с термальными водами в кальдере Карымская. Распределение по отдельным элементам не равнозначно. Часть ионного стока формируется на “гидротермальном участке” и остается на одном уровне до самого устья, другая приобретает из дополнительных источников в среднем и нижнем течении. На рис. 8 показано распределение элементов по группам (летучие, породообразующие, микроэлементы) на разных участках реки. Дополнительно показаны стоковые значения для Карымских источников и руч. Угловой.

Ежегодный объем основных анионогенных элементов (Cl, S и C), поступающих с р. Карымская в Кроноцкий залив Тихого океана, составляет 8.3, 7.2 и 6.0 килотонн в год, соответственно. Количество фтора и бора на два порядка ниже (65 и 72 т/год, соответственно). Количество выносимого хлора, в целом, полностью соответствует значениям, полученным для “гидротермального” участка, по опробованию на выходе с кальдеры Карымская, и близко к расчетным данным для источников “Термальной котловины”. Из этого следует, что в среднем и нижнем течении реки нет дополнительных источников поступления этого элемента, а основным его поставщиком в речную сеть являются термальные воды, разгружающиеся в кальдере Карымская. Объем серы и углерода в устье выше, чем на втором створе, что предполагает дополнительный источник их поступления в реку.

Индивидуальные потоки основных породообразующих элементов (Fe, Al, Na, Mg, Ca, K, Si) находятся в диапазоне от 1 кт/год (K) до 7 кт/год (Na). Сравнения с данными по среднему створу и по выносу Карымскими источниками показывают ярко выраженный прирост кальция, кремния и алюминия. Единственный крупный приток реки – руч. Угловой имеет минимальную минеральную нагрузку и при достаточно высоком расходе (1.5 м³/с) добавляет в основной водоток небольшой объем растворенных элементов. В случае железа наблюдается снижение выносимых объемов от истока к устью. Это связано, в первую очередь, с осаждением гидроокислов железа вдоль русла на протяженном участке.

Ежегодно из оз. Карымское в исток реки поступает ~60 т микроэлементов, около ~80 тонн приобретает в “Термальной котловине”. Итого за пределы кальдеры Карымская выносятся ~140 т. Рассчитанный вынос в Кроноцкий залив по данным опробования в устье составляет 123 т, что меньше уровня, определенного во втором створе. Однако при рассмотрении поэлементного выноса можно увидеть значимые поступления вещества в среднем течении. Наиболее ярко это прослеживается на примере содержания в створе 2 и устье стронция (10 т/год и 16 т/год соответственно), ванадия (250 кг/год и 2 т/год), марганца (645 кг/год и 1.4 т/год).

Одним из возможных источников дополнительного поступления как макро, так и микроэлементов могут быть поверхностные/подземные воды, попадающие в реку в среднем течении. Даже оценочные расчеты гидрологического баланса указывают на приращение водного потока в среднем течении в объеме ~2.5–3 м³/с. Химический состав притоков реки в этой части неизвестен. Кроме того, сток одной из групп термальных источников (Нижние Нарзаны, по [Пилипенко, 1989]) в основной водоток осуществляется за пределами “Термальной котловины” ниже серии водопадов и не учитывается при измерениях, проводимых в створе 2. Возможно, ниже по течению есть еще выходы термальных вод.

Другим источником поступления элементов, в первую очередь серы и кальция, могут быть пеплы, насыщенные диоксидом серы и другими вулканическими газами, напрямую попадающие, а также смываемые в узкую долину реки дождями и временными водотоками, возникающими при таянии снега. Как показано нами выше (раздел 3.1), основное направление пепловых и газовых шлейфов вулкана Карымский ориентировано на восток, включая район долины р. Карымская. Минерализация водных вытяжек из пеплов вулкана может достигать 400 мг/л, среди анионов преобладает сульфат-ион, в катионном составе Ca²⁺ и Na⁺ [Маневич и др., 2012].

ВЫВОДЫ

Карымский вулканический центр – уникальный объект, где можно в комплексе изучать влияние вулканической и гидротермальной

деятельности на окружающую среду, включая поверхностные и подземные воды.

Подводное извержение 2 января 1996 г. оказало значительное влияние на гидрохимию оз. Карымское и его сток, выразившееся в увеличении концентрации всех макрокомпонентов и в снижении рН. С 2015 г. наблюдается стабилизация химического состава реки в истоке, но концентрации анионов и катионов остаются более высокими по сравнению с наблюдениями, выполненными до начала активизации вулканической деятельности.

Основную минеральную нагрузку река приобретает в кальдере Карымская, где находится мощный очаг разгрузки термальных вод, в результате чего даже в устье она имеет достаточно высокую для поверхностных вод минерализацию (333 мг/л).

В верхнем течении реки (исток и территория кальдеры Карымская) наблюдаются значительные превышения предельно допустимых концентраций вредных веществ, определенных для вод рыбохозяйственного значения по ряду микроэлементов (Cu (17 ПДК), Zn (6 ПДК), As (4.7 ПДК), Mo (2.9 ПДК), V (2.7 ПДК), Fe (1.8 ПДК), Pb (1.2 ПДК)). К устью остается загрязнение по V, Cu и Pb. В отношении применения речных вод для питьевого/культурно-бытового назначения есть только превышения по содержанию мышьяка (4.7 ПДК) и лития (1.1 ПДК) в истоке реки.

Ежегодный объем основных анионогенных элементов (Cl, S и C), поступающих с р. Карымская в Кроноцкий залив Тихого океана, составляет 8.3, 7.2 и 6.0 килотонн в год, соответственно. Количество фтора и бора на два порядка ниже (65 и 72 т/год соответственно). Индивидуальные потоки основных порообразующих элементов (Fe, Al, Na, Mg, Ca, K, Si) находятся в диапазоне от 1 кт/год (K) до 7 кт/год (Na). Общий объем выносимых в залив микроэлементов составляет более 120 т/год. Максимальные потоки отмечены для Sr (16 т/год), Li (6.8 т/год), Ba (1.3 т/год), Rb (1.2 т/год), V (2.1 т/год), As (1.8 т/год), Pb (1.8 т/год) и Mn (1.4 т/год).

Количество выносимого хлора, в целом, полностью соответствует значениям, полученным для “гидротермального” участка, что указывает на отсутствие дополнительного поступления

этого элемента в среднем и нижнем течении реки, тогда как в отношении серы, углерода, кальция, кремния, алюминия, стронция, свинца, ванадия, марганца и меди существуют дополнительные источники.

Одним из возможных источников дополнительного поступления как макро, так и микроэлементов могут быть поверхностные/подземные воды, включая термальные, попадающие в реку в среднем течении. Приращение водного потока в среднем течении составляет $\sim 2.5\text{--}3 \text{ м}^3/\text{с}$.

Другим источником поступления элементов, в первую очередь серы и кальция, могут быть пеплы, насыщенные диоксидом серы и другими вулканическими газами, напрямую попадающие, а также смываемые в узкую долину реки дождями и временными водотоками, возникающими при таянии снега. Основное направление пепловых и газовых шлейфов вулкана Карымский, ориентированное на восток, полностью перекрывает водосборную площадь реки в среднем и нижнем течении.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

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

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Данное исследование выполнено при финансовой поддержке межведомственной программы “Экологическая безопасность Камчатки: изучение и мониторинг опасных природных явлений и антропогенных воздействий”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Андреев В.И., Карпов Г.А., Магуськин М.А., Мирошников В.М. О влиянии извержений в кальдере Академии Наук и вулкана Карымский 1996–2000 гг. на окружающую среду (рельеф, водоемы, растительность) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2003. № 1. С. 60–73.

Андреев В.И., Николаева А.Г. Геоэкологические последствия извержений вулкана Карымский и кратера Токарева (Восточная Камчатка) по данным наблюдений за 1996–2008 гг. // Вулканология и сейсмология. 2012. № 6. С. 3–17.

- Вакин Е.А., Пилипенко Г.Ф. Гидротермы Карымского озера после подводного извержения 1996 г. // Вулканология и сейсмология. 1998. № 4. С. 3–27.
- Вакин Е.А., Пилипенко Г.Ф. Катастрофическая деформация и последующая эволюция высокотемпературной гидротермальной системы, как результат фреато-магматического извержения в Карымском кальдерном озере // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск-Камчатский: ИВГиГ ДВО РАН, 2001. С. 274–299.
- Вергасова Л.П., Карпов Г.А., Лупкина Е.Г. и др. Пост-эруптивная деятельность в кальдере Академии Наук (Камчатка): минеральные новообразования, содержание радона в спонтанных газах и биотические изменения // Вулканология и сейсмология. 1998. № 2. С. 49–65.
- Вулканический центр: строение, динамика, вещество (Карымская структура) / Отв. ред. Ю.П. Масуренков. М.: Наука, 1980. 300 с.
- Гирина О.А., Лупян Е.А., Сорокин А.А. и др. Комплексный мониторинг эксплозивных извержений вулканов Камчатки / Отв. ред. О.А. Гирина. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2018. 192 с.
- Дирксен В.Г., Дирксен О.В. Динамика растительности и экологические последствия извержений 1996 года в Карымском вулканическом центре, Камчатка // Вулканология и сейсмология. 2007. № 3. С. 26–38.
- Иванов Б.В., Брайцева О.А., Зубин М.И. Вулкан Карымский // Действующие вулканы Камчатки. Т. 2. М.: Наука, 1991. С. 182–203.
- Калачева Е.Г., Мельников Д.В., Волошина Е.В., Карпов Г.А. Геохимия вод кратерного озера вулкана Малый Семячик // Вулканология и сейсмология. 2022. № 3. С. 28–42.
- Карпов Г.А. Некоторые геохимические особенности подводного извержения в кальдере Академии Наук 2–3 января 1996 г. // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2004. № 4. С. 81–89.
- Карпов Г.А., Лупкина Е.Г., Андреев В.И., Самкова Т.Ю. Воздействие вулканизма на окружающую среду (на примере извержений в кальдере Академии Наук и вулкана Карымский) // Вестник ДВО РАН. 2007. № 2. С. 82–99.
- Карпов Г.А., Двигало В.Н. Термопроявления кальдеры Академии Наук: результаты топосъемки, гидрохимия термальных источников после катастрофического подводного извержения 1996 г. // Материалы ежегодной конференции, посвященной Дню вулканолога 30–31 марта 2009 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2009. С. 101–114.
- Карпов Г.А., Лупкина Е.Г., Николаева А.Г. и др. Динамика изменения гидрогеохимических характеристик, теплового режима и биоценозов пресных и термальных вод бассейна озера Карымское после катастрофического подводного извержения 1996 г. в кальдере Академии Наук (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2008. № 4. С. 17–31.
- Маневич Т.М., Малик Н.А., Маневич Г.А., Овсянников А.А. Пирокластика извержения вулкана Карымский в 2005–2011 гг. // Материалы конференции, посвященной Дню вулканолога “Вулканизм и связанные с ним процессы”. Петропавловск-Камчатский, ИВиС ДВО РАН, 2012. С. 71–75.
- Муравьев Я.Д., Федотов С.А., Будников В.А. и др. Вулканическая деятельность в Карымском центре в 1996 г.: вершинное извержение Карымского вулкана и фреатомагматическое извержение в кальдере Академии Наук // Вулканология и сейсмология. 1997. № 5. С. 38–70.
- Николаева А.Г., Карпов Г.А., Бычков А.Ю. Гидрогеохимическая эволюция водной среды озера Карымского в период 1996–2015 гг. после подводного извержения (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2018. № 2. С. 40–60.
- Пилипенко Г.Ф. Гидротермы Карымского вулканического центра на Камчатке // Вулканология и сейсмология. 1989. № 6. С. 85–101.
- Ушаков С.В., Фазлуллин С.М. Морфометрические характеристики Карымского озера в связи с подводным извержением // Вулканология и сейсмология. 1997. № 5. С. 130–138.
- Фазлуллин С.М., Ушаков С.В., Шувалов Р.А. Подводное извержение в кальдере Академии Наук (Камчатка) и его последствия: гидрологические, гидрохимические и гидробиологические исследования // Вулканология и сейсмология. 2000. № 4. С. 19–32.
- Федотов С.А. Об извержениях в кальдере Академии Наук и Карымского вулкана на Камчатке в 1996 г., их изучении и механизме // Вулканология и сейсмология. 1997. № 5. С. 3–38.
- Федотов С.А., Муравьев Я.Д., Иванов В.В. и др. Извержения в кальдере Академии Наук и Карымского вулкана в 1996–1997 гг. и их воздействие на окружающую среду // Глобальные изменения природной среды. Новосибирск: СО РАН, 1998. С. 127–145.
- Arellano S., Galle B., Melnikov D. Gas flux measurements of episodic bimodal eruptive activity at Karymsky volcano (Kamchatka, Russia) // EGU General Assembly Conference Abstracts. 2012. P. 8325.
- Galle B., Johansson M., Rivera C. et al. Network for Observation of Volcanic and Atmospheric Change (NOVAC) – A global network for volcanic gas monitoring: Network layout and instrument description // Journal of Geophysical Research. 2010. V. 115. D05304. <https://doi.org/10.1029/2009JD011823>

- Fioletov V.E., McLinden C.A., Griffin D. et al.* Version 2 of the global catalogue of large anthropogenic and volcanic SO₂ sources and emissions derived from satellite measurements // *Earth System Science Data*. 2023. V. 15. P. 75–93. <https://doi.org/10.5194/essd-15-75-2023>
- Lopez T., Fee D., Prata F., Dehn J.* Characterization and interpretation of volcanic activity at Karymsky Volcano, Kamchatka, Russia, using observations of infrasound, volcanic emissions, and thermal imagery // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2013. V. 14(12). P. 5106–5127.
- Taran Y., Inguaggiato S., Cardellini C., Karpov G.A.* Post-eruptive chemical evolution of a volcanic caldera lake: Karymsky Lake, Kamchatka // *Geophys. Res. Lett.* 2013. V. 40. P. 5142–5146.
- Taran Y., Kalacheva E., Inguaggiato S. et al.* Hydrothermal systems of the Karymsky Volcanic Centre, Kamchatka: Geochemistry, time evolution and solute fluxes // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2017. V. 346. P. 28–39. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.05.023>

Formation of the Chemical Composition of Water of the Karymskaya River under the Influence of Hydrothermal and Volcanic Activity (Kamchatka Peninsula)

E. G. Kalacheva*, D. V. Melnikov, A. A. Dolgaya, E. V. Voloshina

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

In this paper, on the example of the Karymsky volcanic center, we assess the degree of influence of volcanic and hydrothermal activity on the chemical composition of river waters; we show the volumes of macro and microelements from the Karymskaya River to the Pacific Ocean. The quality of river waters was assessed according to the standards defined for waters of drinking / cultural and household use and of fishery significance. It is shown that the formation of the ion load of river water occurs mainly due to the inflow of thermal waters, as well as due to the water-soluble complexes of ashes of the Karymsky volcano eruptions, which enter the river catchment area. The annual volume of dissolved matter carried by the river into the Kronotsky Bay of the Pacific Ocean is more than 90 kilotons.

Keywords: Kamchatka, river, quantification, trace elements, chemical composition, caldera

УДК 553.065.3

ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О МИНЕРАЛОГИИ ЭПИТЕРМАЛЬНОГО СЕРЕБРЯНО-ЗОЛОТОРУДНОГО ПРОЯВЛЕНИЯ ЭВЕВПЕНТА (КАМЧАТКА, РОССИЯ)

© 2024 г. П. С. Жегунов*, А. В. Кутырев, Е. С. Житова,
С. В. Москалёва, П. Е. Швейгерт

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,
бульвар Пийна, 9, Петропавловск-Камчатский, 683006 Россия
e-mail: pavel.zhegunov@bk.ru

Поступила в редакцию 20.01.2023 г.
После доработки 16.10.2023 г.
Принята к публикации 06.12.2023 г.

Рудопроявление Эвевпента расположено в северо-восточной части Центрально-Камчатского вулканического пояса (п-ов Камчатка, Россия) и локализовано в андезитовых вулканических комплексах неогенового возраста. Рудные тела представляют собой жилы, зоны кварцевого прожилкования, гидротермальные брекчии и сопровождаются ореолами аргиллизации, которые на периферии сменяются пропилитами. Установлено, что формирование благородно-металльной минерализации на рудопроявлении происходило в два этапа: гипогенный (гидротермальный) и гипергенный. Для гипогенного этапа выявлены две минеральные ассоциации, с которыми связана благороднометалльная минерализация: на участке Центральный проявлена золото-теллуридно-кварцевая, а на участке Северный – теллуридно-сульфидно-кварцевая. Гипергенная минеральная ассоциация с самородным золотом проявлена только в пределах участка Центральный. На основании данных о вещественном составе руд показано, что рудопроявление Эвевпента является типичным представителем эпитеpмальных восстановительно-щелочных или низкосульфидизированных (*low sulfidation*) месторождений.

Ключевые слова: Au-Ag теллуриды, Au-Ag сульфиды, самородное золото, “горчиное” золото, эпитеpмальное месторождение, рудопроявление Эвевпента, Камчатка

DOI: 10.31857/S0203030624020053, EDN: LGMСYB

ВВЕДЕНИЕ

Эпитеpмальные месторождения золота и серебра являются важным источником благородных металлов как в мировой, так и в российской добывающей промышленности. Эпитеpмальные месторождения пространственно и генетически связаны с зонами наземного вулканизма и формируются в результате деятельности близповерхностных гидротермальных систем [Hedenquist et al., 2000; Sillitoe, Hedenquist, 2005; White, Hedenquist, 1995]. Рудообразование происходит на глубине от 50 до 700 м от уровня зеркала грунтовых вод, в редких случаях глубина может достигать 1–2 км, температура рудоотложения составляет от 100 до 400 °С [Hedenquist et al.,

2000; Sillitoe, Hedenquist, 2005; White, Hedenquist, 1995]. На полуострове Камчатка эпитеpмальные месторождения и рудопроявления приурочены к трем разновозрастным вулканическим поясам (рис. 1, врезка): Западно-Камчатскому – эоцен-олигоценового возраста, Центрально-Камчатскому – олигоцен-четвертичному и Восточно-Камчатскому – плиоцен-четвертичному [Петренко, 1999]. Эпитеpмальные месторождения играют важную роль в минерально-сырьевой базе региона и являются основным источником коренного золота.

Объектом настоящего исследования является рудопроявление Эвевпента, расположенное в северо-восточной части Центрально-Камчатского

вулканического пояса (см. рис. 1). Рудопроявление открыто в результате среднемасштабного геолого-минералогического картирования¹. Позднее изучалось специалистами отечественных и зарубежных производственных организаций^{2,3}. Однако в ходе ранее проведенных работ детальные минералогические исследования на рудопроявлении не проводились. Целью настоящей работы является установление форм нахождения благородных металлов в рудах, выявление продуктивных минеральных ассоциаций и реконструкция последовательности минералообразования. На основании исследования структурно-вещественных особенностей руд проводится классификация рудопроявления Эвепента и его сравнение с аналогами мирового класса.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Рудопроявление входит в состав Кичигинского серебряно-золоторудного узла Северо-Камчатского рудного района. Рудный узел приурочен к Кичигинской вулcano-тектонической депрессии Центрально-Камчатского вулканического пояса. Территория рудного узла характеризуется двухъярусным строением. Фундаментом служат дислоцированные верхнемеловые (сантон-кампанского возраста) вулканогенно-осадочные комплексы Ачайваям-Валагинской островной дуги [Konstantinovskaia, 2001]. Верхний структурный этаж сложен миоценовым умуваямским и миоцен-плиоценовым толятоваямским комплексом наложенного Центрально-Камчатского вулканического пояса, а также рыхлыми четвертичными аллювиальными отложениями. Умуваямский вулканический комплекс слагают андезиты, их туфы и комагматичные им субвулканические

тела андезидацитов и дацитов. Изотопный К-Аг возраст умуваямского комплекса составляет от 10 до 17 млн лет [Сляднев и др., 2013]. Породы умуваямского комплекса несогласно перекрываются образованиями толятоваямского комплекса, в составе которого преобладают дациандезиты и андезиты. Субвулканические образования представлены штоками андезитов, дациандезитов. Изотопный К-Аг возраст толятоваямского вулканического комплекса составляет 4–10 млн лет [Сляднев и др., 2013].

Рудопроявление Эвепента представляет собой поле аргиллизированных пород площадью около 20 км². В пределах рудопроявления выделяют два участка: Центральный и Северный (см. рис. 1). Рудные тела на участке Центральный локализируются в субвулканическом теле дацитов и представлены жилами, гидротермальными брекчиями, зонами кварцевого прожилкования. Жилы мощностью от 0.9 до 2.8 м характеризуются субвертикальным падением и прослежены по простиранию на 150–300 м. На участке Северный выделена зона маломощных кварцевых прожилков в субвулканическом теле дацитов. Рудные тела сопровождаются ореолами окварцевания, аргиллизации и пиритизации, которые на удалении от рудных тел сменяются пропилитами.

Промышленные содержания золота установлены только в пределах участка Центральный. Распределение благородных металлов в рудах неравномерное, среднее содержание золота составляет 28.6 г/т (максимальное содержание в единичных пробах – 81.2 г/т), среднее содержание серебра 10.3 г/т³. По результатам поисково-оценочных работ, проведенных ОАО “Камгео” на рудопроявлении Эвепента, произведена оценка прогнозных ресурсов по категориям P₁ и P₂, которые составили: 13.4 т золота, 4.8 т серебра³.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Образцы и пробоподготовка. Полевые работы проводились в 2018–2020 гг. Кичигинской геолого-поисковой партией АО “Северо-Восточное ПГО” в рамках поисковых работ на рудное золото в пределах рудопроявления Эвепента. Материалы, лежащие в основе работы, получены в результате штучного и протолочного опробования, а также геологической документации

¹ Казуров В.Н., Гимадеева Л.Ф. Отчет о геолого-минералогическом картировании масштаба 1:200 000 в Оссорском рудном районе, проведенным Оссорским отрядом в 1988–1994 гг. Петропавловск-Камчатский, 1994. 225 с.

² Аррибас А., Гьеримский К. Отчет о результатах работ по Корякскому проекту на участке Эвепента, выполненных в 1999 году ЗАО “Паламос” и компанией “Пласер Доум Эксплорейшн”. Петропавловск-Камчатский, 1999. 27 с.

³ Безрукова Л.А., Газизов Р.Б., Большаков Н.М. Информационный отчет о результатах 1-го этапа поисковых работ, проведенных ОАО “Камгео” в пределах Оссорского рудного района в 1997–2004 гг. Петропавловск-Камчатский, 2004. 272 с.

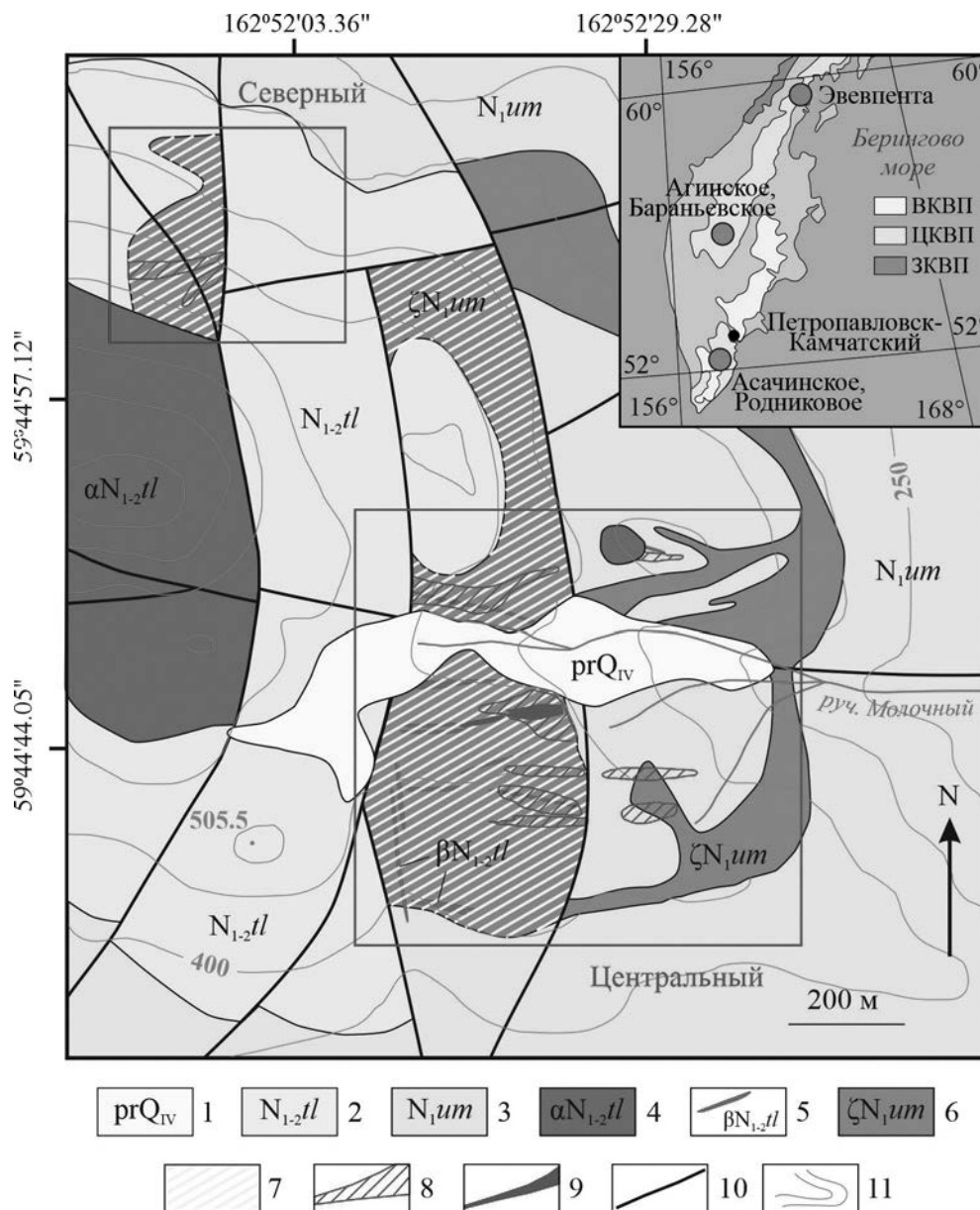


Рис. 1. Схематическая геологическая карта рудопроявления Эвевпента. Составлена по неопубликованным данным АО “Северо-Восточное ПГО” с дополнениями и упрощениями.

1 – пролювиальные четвертичные отложения (prQ_{IV}); 2 – покровные образования толятоваямского вулканического комплекса ($N_{1-2}tl$); 3 – покровные образования умуваямского вулканического комплекса (N_{1um}); 4 – субвулканические андезиты толятоваямского комплекса ($\alpha N_{1-2}tl$); 5 – дайки базальтов толятоваямского комплекса ($\beta N_{1-2}tl$); 6 – субвулканические дациты умуваямского комплекса (ζN_{1um}); 7 – зоны аргиллизации; 8 – зоны кварцевого прожилкования; 9 – кварцевые жилы; 10 – разломы, выходящие на дневную поверхность; 11 – изогипсы. На врезке: расположение рудопроявления Эвевпента и других эпитеpмальных месторождений, а также вулканические пояса п-ова Камчатка, по [Цуканов, 2015]. ВКВП – Восточно-Камчатский вулканический пояс; ЦКВП – Центрально-Камчатский вулканический пояс; ЗКВП – Западно-Камчатский вулканический пояс.

поисковых канав на участках Центральный и Северный. Образцы руд были разрезаны на множество секций толщиной 3–5 мм, из которых изготовлены плоскопараллельные аншлифы. В лабораторных условиях протолочные пробы были дополнительно измельчены до фракции

от 0.5 до 1.0 мм, а затем просеивались для отделения тяжелых минералов. Позже концентраты изучались с помощью оптического микроскопа, зерна самородного золота отбирались вручную.

Электронно-зондовый микроанализ и электронная микроскопия использованы для

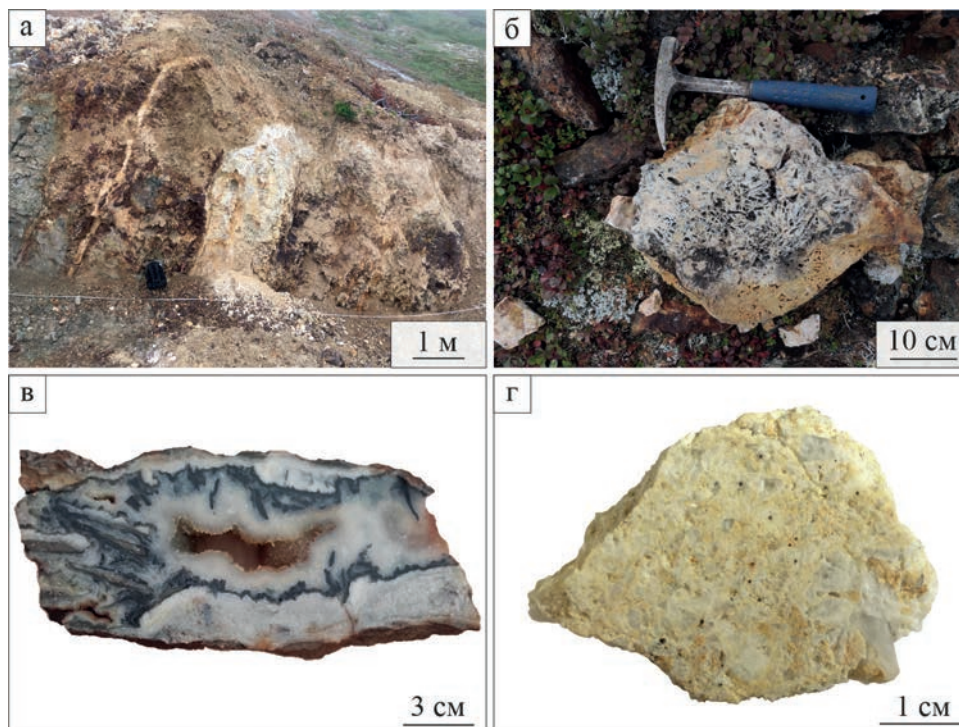


Рис. 2. Адуляр-кварцевая жила в поверхностной горной выработке, участок Центральный (а) и текстуры жил: каркасно-пластинчатая, участок Центральный (б), сочетание колломорфно-полосчатой и друзовой, участок Северный (в) и брекчиевая текстура с тонкой вкрапленностью окисленных сульфидов, участок Центральный (г). Автор фото (2б, 2в) А.С. Московский.

исследования коллекции полированных аншлифов, а также неполированных зёрен минералов тяжелого концентрата руд, выложенных на токопроводящую углеродную ленту. Исследование выполнено с помощью сканирующего электронного микроскопа Tescan Vega 3, оснащенного энергодисперсионным спектрометром Oxford Instruments X-Max с рабочей площадью детектора 80 мм² при следующем режиме: $U = 20$ кВ, $I = 0.75$ нА, диаметр пучка 2 мкм, время накопления спектров – 10 секунд. Обработка спектров проводилась с помощью программного обеспечения AZtec. В качестве эталонов использовались следующие стандарты: чистые металлы (Au, Ag), чистый Se, искусственные соединения FeS₂ (Fe, S) и CdTe (Te), минералы санидин (O) и родонит (Mn). Определение элементов проводилось по аналитическим линиям: $K\alpha - O, S, Fe, Mn, L\alpha - Se, Te, Ag, M\alpha - Au$.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Текстуры рудоносных жил и минерализация

Текстуры жил на рудопроявлении Эвепента разнообразны (рис. 2): полосчатые,

колломорфно-полосчатые, брекчиевые, каркасно-пластинчатые, прожилковые и различные их комбинации. Присутствуют элементы крустификационной, кокардовой, кавернозной, друзовой текстур. Жильный материал по своему составу кварцевый, адуляр-кварцевый, встречаются карбонат-кварцевые и карбонатные прожилки. В качестве второстепенного минерала в жилах встречается иллит, аксессуарные – барит и целестин.

Полосчатая текстура распространена на участке Центральный и обусловлена чередованием полосок, сложенных различными генерациями кварца или адуляр-кварцевого агрегата, различающимися по текстурно-структурным особенностям. На участке Северный преимущественно проявлена колломорфно-полосчатая текстура, обусловленная чередованием слойков халцедона, иногда черного цвета, насыщенного молибденитом (см. рис. 2в). Стенки открытых полостей в осевой части прожилков выполнены кварцем друзовой текстуры. Каркасно-пластинчатые текстуры характерны для участка Центральный и представляют собой результат замещения первичного карбоната более поздними кварцем и адуляром (см. рис. 2б). Открытые полости в таких

Таблица 1. Рудные минералы проявления Эвевпента и их идеальные химические формулы

Участок		Рудные минералы и их идеальная химическая формула	
Центральный	гипогенные	пирит халькопирит сфалерит галенит арсенопирит самородное золото креннерит алтаит науманнит гессит	FeS ₂ CuFeS ₂ ZnS PbS FeAsS (Au,Ag) (Au,Ag)Te ₂ PbTe Ag ₂ Se Ag ₂ Te
	гипергенные	сульфиды Au-Ag хлораргирит акантит ковеллин “горчичное” золото	(Au,Ag) _{2-x} S AgCl Ag ₂ S CuS (Au,Ag,O,Fe,Mn)
Северный	гипогенные	пирит молибденит халькопирит сфалерит галенит петцит гессит самородное золото	FeS ₂ MoS ₂ CuFeS ₂ ZnS PbS Ag ₃ AuTe ₂ Ag ₂ Te (Au,Ag)
	гипергенные	ковеллин спионкопит (?)	CuS Cu ₃₉ S ₂₈

агрегатах обычно выполнены щетками, друзами кварца, адуляра. Брекчиевая текстура распространена как на Центральном, так и на Северном участке рудопроявления. В жилах с брекчиевой текстурой обломки метасоматически измененных вмещающих пород сцементированы кварцем или адуляр-кварцевым агрегатом. На участке Центральный встречаются брекчированные жилы, в которых обломки каркасно-пластинчатого, друзового кварца более ранних генераций, сцементированы тонко перетертым материалом того же состава, иногда с примесью глинистых минералов и ярозита (см. рис. 2г). Жилы участка Центральный в большинстве своем подвержены процессам окисления, в некоторых случаях разрушены вплоть до дресвы (см. рис. 2а).

Минеральные ассоциации и последовательность минералообразования

Рудная минерализация представлена сульфидами, теллуридами, самородными элементами

и несколько различается на Центральном и Северном участках рудопроявления Эвевпента (табл. 1). Содержание рудных минералов в жилах не превышает 1% (для участка Северный иногда до 5%). Среди гипогенных сульфидов доминирует пирит; второстепенную роль играют молибденит, сфалерит, халькопирит, галенит; редкие – арсенопирит и теллурид свинца – алтаит. Рудные минералы мелкие, размер зерен составляет от первых микрон до десятых долей мм, пирит редко достигает 3–4 мм.

Анализ взаимоотношений между минералами и минеральными парагенезисами, а также наблюдения за текстурными особенностями руд позволяют выделить три минеральные ассоциации, с которыми связана благороднометалльная минерализация: *золото-теллуридно-кварцевая, теллуридно-сульфидно-кварцевая и гипергенная с самородным золотом.* Формирование ассоциаций происходило в результате

Участок	Центральный		Северный	
	Гипогенный	Гипергенный	Гипогенный	Гипергенный
Этап				
Ассоциация	Золото-теллуридно-кварцевая	Гипергенная с самородным золотом	Теллуридно-сульфидно-кварцевая	Гипергенная
Минерал				
Жильные минералы				
Кварц	—————		—————	
Адуляр	—————			
Иллит			—————	
Рудные минералы				
Арсенопирит			
Пирит	—————		
Халькопирит	—————		—————	
Галенит	—————		—————	
Сфалерит	—————		—————	
Молибденит			—————	
Креннерит	—			
Алтаит	—			
Науманнит			
Петцит			—	
Гессит	—		—	
Самородное золото	—	«горчичное» золото	
Барит	
Целестин			
Неназванная Мо-Те-О фаза			—	
Вульфенит			—————	
Ферримолибдит			—————	
Англезит		—————		
Сульфиды Au-Ag			
Хлораргирит			
Акантит			
Ковеллин	
Спионкопит (?)	
Теллурит	
Оксиды и гидроксиды железа и марганца		—————		—————
Каолинит		—————		—————
Ярозит		—————		—————
Гипс		—————		—————

Рис. 3. Минеральные ассоциации и последовательность минералообразования на рудопроявлении Эвепента. Толщина линий соответствует относительной распространенности минералов.

двух этапов минералообразования – гипогенного и гипергенного (рис. 3).

Золото-теллуридно-кварцевая минеральная ассоциация распространена на участке Центральный и представлена адуляр-кварцевыми жилами, зонами прожилкования полосчатой, брекчиевой, каркасно-пластинчатой текстуры. Рудные минералы рассеяны по адуляр-кварцевой матрице жил. Иногда образуют мелкие (менее 5 мм) округлые стяжения черного цвета, насыщенные сульфидами (пирит, сфалерит, галенит, халькопирит), теллуридами (алтаит,

гессит, креннерит) и самородным золотом. Располагаются стяжения в виде тонких обогащенных полос, вкраплений, ориентированных, согласно текстурным особенностям, жил.

Теллуридно-сульфидно-кварцевая минеральная ассоциация развита на участке Северный, где слагает зону маломощных кварцевых, адуляр-кварцевых, карбонат-кварцевых прожилков колломорфной текстуры. В осевых зонах прожилков встречаются прослой халцедона черного цвета, насыщенного молибденитом и другими сульфидами (пирит, халькопирит,

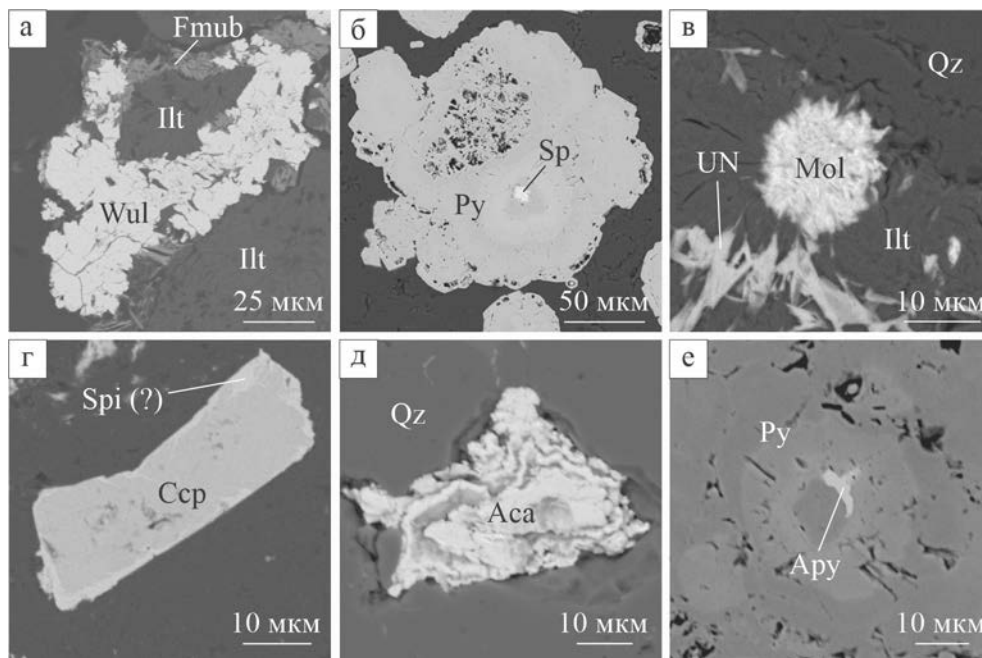


Рис. 4. Взаимоотношения и типоморфные особенности некоторых рудных минералов (изображения в обратно-рассеянных электронах).

а – сростания вольфенита (Wul) и ферримолибдита (Fmub) с иллитом (Ill); б – мышьяксо­дер­жа­щий пирит (Py) с грубой осцилляторной зональностью и включением сфалерита (Sp); в – молибденит (Mol) и неназванная Mo-Te-O-фаза (UN) в иллит-кварцевом (Qz) агрегате; г – халькопирит (Ccp) с оторочкой спинокопита (?) (Spi); д – рыхлый, хлопьевидный акантит (Aca) в кварце; е – включение арсенопирита (Apy) в мышьяксо­дер­жа­щем пирите.

галенит, сфалерит), которым сопутствуют теллуриды благородных металлов (петцит, гессит). Кроме того, на участке Северный в прожилках, содержащих молибденит, обнаружены ферримолибдит, вольфенит (рис. 4а) и неназванная фаза состава Mo-Te-O.

Гипергенная минеральная ассоциация с самородным золотом проявлена на участке Центральный. Для гипергенного этапа свойственно образование сульфатных фаз (англезит, ярозит и плюмбоязрозит), оксидов и гидроксидов железа, марганца и теллура (теллурит), а также ковеллина за счет замещения гипогенного халькопирита. Характерно присутствие гипергенного “горчичного” самородного золота, акантита, хлораргирита и фаз состава (Au,Ag)_{2-x}S.

Типоморфные особенности рудных минералов

1. Сульфиды и теллуриды

Пирит FeS₂. Образует вкрапленность в адуляр-кварцевых жилах и околорудных метасоматитах. Встречаются кристаллы пентагон­додэкаэдрического и кубического габитуса,

иногда – зёрна неправильной формы, округло­го облика (см. рис. 4б). В околожилных метасоматитах отмечены футляровидные метакристаллы. Размер зёрен составляет от 1–2 мкм до 200 мкм, нередко отдельные кристаллы, их сростки достигают первых мм. В составе большинства зерен пирита установлена изоморфная примесь As от 0.1 до 8.9 мас. %. Распределение мышьяка в кристаллах часто неравномерное, что отражено в осцилляторной зональности зерен пирита (см. рис. 4б, 4е). Отдельные зерна пирита содержат микроскопические (первые мкм) включения арсенопирита (см. рис. 4е), сфалерита (см. рис. 4б), халькопирита, галенита, алтаита, петцита и гессита. В большинстве случаев состав микровключений определялся на основе качественного анализа.

Молибденит (Mo,Fe)S₂. Встречается только в зоне кварцевого прожилкования на участке Северный. Слагает прослой черного цвета в колломорфно-полосчатых жилах (см. рис. 2в). Образует чешуйки гексагонального облика, сферолитоподобные агрегаты (см. рис. 4в), выполняет межзерновое пространство среди

жильных минералов. Размер отдельных чешуек не превышает 20 мкм по удлинению. Во всех изученных образцах молибденит обычно образует тесные сростания с иллитом и/или неназванной фазой Mo-Te-O состава. Установлена примесь Fe в диапазоне от 5.1 мас. % до 7.5 мас. %.

Халькопирит CuFeS_2 . Обычно образует субизометричные зерна, занимает интерстициальное положение по отношению к жильным минералам (см. рис. 4г). Размер зерен халькопирита составляет от первых мкм до 300 мкм. В качестве включений размером 1–2 мкм содержит галенит, сфалерит, в редких случаях науманнит.

Алтаит PbTe . Образует зерна неправильной формы, выполняет интерстиции среди жильных минералов, в виде эмульсионной вкрапленности встречается в пирите. Размер самостоятельных зерен и включений в сульфидах не превышает 2–3 мкм. Встречен в ассоциации с креннеритом, обнаружен только на участке Центральный.

Галенит PbS . Встречается в виде зерен неправильной формы, ксеноморфных по отношению к породообразующим минералам. Размер зерен галенита от первых мкм до 20 мкм. Часто наблюдается в качестве включений размером до 1–2 мкм в пирите. В составе некоторых зерен галенита установлен Se до 1.05 мас. %.

Сфалерит ZnS . Образует зерна размером от первых мкм до 100 мкм, ксеноморфные по отношению к жильным минералам. Редко встречаются идиоморфные кристаллы в порах в жильной матрице. В составе сфалерита установлены примеси Fe до 0.8 мас. % и Cd до 0.5 мас. %. В единичных случаях установлены Cu и Sb (до 7.5 и 0.7 мас. % соответственно), что, предположительно, обусловлено минеральными включениями блеклых руд.

Ковеллин CuS . В виде внешних каемок и по трещинам развивается по халькопириту, образует комковидные зерна неправильной формы, встречаются сферолитоподобные агрегаты листовидных кристаллов. Размер самостоятельных зерен до 50 мкм, толщина каемок обычно первые мкм. В химическом составе единичных зерен установлены Se и Ag (до 1.2 и 0.8 мас. % соответственно), возможно, связанные с микровключениями науманнита.

Спионкопит(?) $\text{Cu}_{39}\text{S}_{28}$. На участке Северный встречен сульфид меди, который вдоль трещинок и по периферии замещает халькопирит (см. рис. 4г). Установлено, что соотношение Cu:S в минерале примерно соответствует 39:28. Предположительно, этот сульфид представляет собой спионкопит, который регистрировался в зонах окисления и других эпипермальных месторождений, в частности Понгкор (Индонезия) [Warmada, Lehmann, 2003] и Марта (Аргентина) [Paez et al., 2016]. Однако экстремально малый размер не позволяет достоверно определить конкретный минеральный вид среди минералов группы халькозина.

2. Минералы благородных металлов

2.1. Теллуриды и селениды благородных металлов

Гессит Ag_2Te . Занимает интерстициальное положение по отношению к жильным минералам и пириту, выполняет микротрещины в кварце, часто формирует тесные сростания с петцитом и пиритом (рис. 5а, 5б, 5г, 5д). Размер зерен гессита на участке Центральный не превышает первые мкм, а на участке Северный встречаются зерна размером до 50 мкм. Встречается в виде эмульсионной вкрапленности в пирите, иногда совместно с алтаитом. В химическом составе гессита (табл. 2, рис. 6а) отмечены примеси Se (до 1.6 мас. %), Au (до 4.3 мас. %) и S (до 1.3 мас. %).

Петцит Ag_3AuTe_2 . Встречен только в кварцевых прожилках участка Северный, где выполняет межзерновое пространство в адуляр-кварцевой матрице. Ксеноморфен по отношению к жильным минералам и пириту (см. рис. 5а, 5б) достигает размеров до 50 мкм. В химическом составе (см. табл. 2 и рис. 6а) некоторых зерен петцита установлен Se (до 1.4 мас. %).

Креннерит $(\text{Au,Ag})\text{Te}_2$. Образует зёрна неправильной формы размером менее 5 мкм, выполняет поры и интерстиции в жильной матрице. Обнаружен только в адуляр-кварцевых жилах участка Центральный, ассоциирует с алтаитом и гипогенными сульфидными минералами. В образцах с креннеритом обнаружено “горчичное” золото, Au-Ag сульфиды, оксиды и

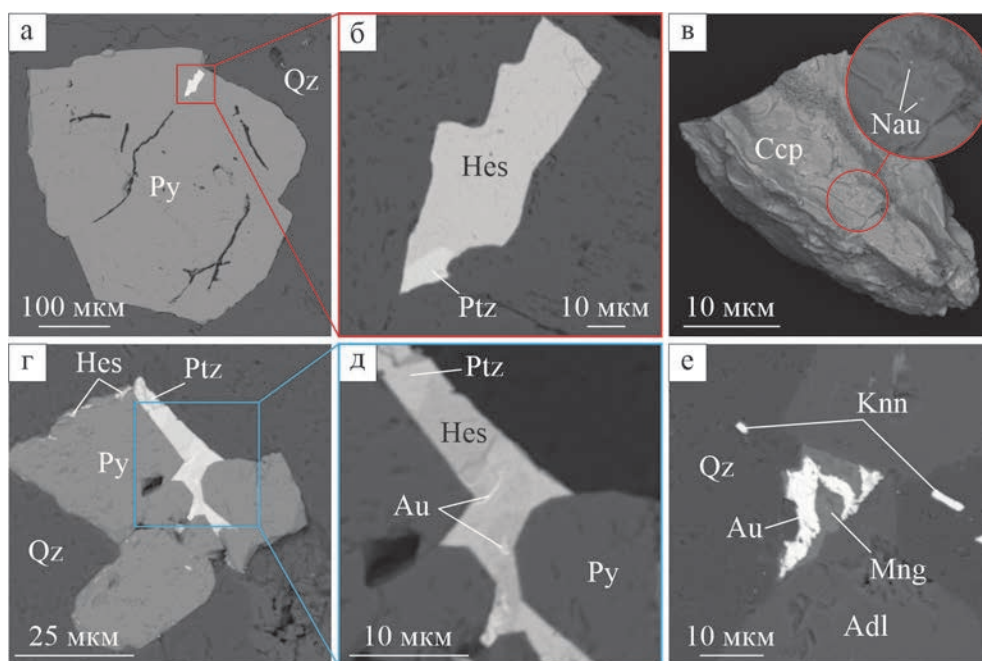


Рис. 5. Теллуриды и селениды золота и серебра участка Центральный (в, е) и участка Северный (а, б, г, д), изображения в обратно-рассеянных электронах.

а, б – включения гессита (Hes) и петцита (Ptz) в пирите; в – включения науманнита (Nau) в халькопирите; г – срастание гессита, петцита и пирита; д – прожилки самородного золота в гессите; е – креннерит (Knn) в ассоциации с самородным золотом и гипергенными минералами марганца (Mng) в адуляр-кварцевой матрице (Adl).

Таблица 2. Химический состав теллуридов золота и серебра (мас. %)

Участок	S	Se	Ag	Te	Au	Сумма	Формула
Креннерит (Au,Ag)Te₂							
Центральный			4.49	59.68	36.24	100.41	(Au _{0.80} Ag _{0.18})Te _{2.02}
Центральный			6.47	60.22	31.41	98.10	(Au _{0.69} Ag _{0.26})Te _{2.02}
Центральный			6.26	60.50	33.58	100.34	(Au _{0.73} Ag _{0.25})Te _{2.02}
Гессит Ag₂Te							
Северный			64.84	35.55		100.39	Ag _{2.05} Te _{0.95}
Северный			65.73	34.99		100.72	Ag _{2.07} Te _{0.93}
Северный			64.30	35.45		99.75	Ag _{2.05} Te _{0.95}
Северный			64.72	35.49		100.21	Ag _{2.05} Te _{0.95}
Северный	1.08	1.13	63.94	32.19	3.50	101.84	(Ag _{1.95} Au _{0.06})(Te _{0.83} S _{0.11} Se _{0.05})
Северный	1.29	1.07	63.59	31.11	4.25	101.31	(Ag _{1.95} Au _{0.07})(Te _{0.80} S _{0.13} Se _{0.04})
Северный	0.68		63.56	34.37	2.85	101.46	(Ag _{1.98} Au _{0.05})(Te _{0.90} S _{0.07})
Северный	0.92	1.60	62.77	32.42	3.06	100.77	(Ag _{1.94} Au _{0.05})(Te _{0.85} S _{0.10} Se _{0.07})
Петцит Ag₃AuTe₂							
Северный			44.28	31.19	23.90	99.37	Ag _{3.17} Au _{0.94} Te _{1.89}
Северный			43.49	32.15	24.00	99.64	Ag _{3.11} Au _{0.94} Te _{1.85}
Северный			45.04	32.36	23.44	100.84	Ag _{3.17} Au _{0.90} Te _{1.93}
Северный			43.05	32.28	24.22	99.55	Ag _{3.09} Au _{0.95} Te _{1.96}
Северный			45.10	33.06	22.14	100.30	Ag _{3.18} Au _{0.85} Te _{1.97}
Северный	0.53		45.34	30.59	24.42	100.88	Ag _{3.15} Au _{0.93} (Te _{1.80} S _{0.12})
Северный		1.36	44.53	30.28	22.57	98.74	Ag _{3.17} Au _{0.88} (Te _{1.82} Se _{0.13})
Северный			43.66	31.69	23.91	99.26	Ag _{3.14} Au _{0.94} Te _{1.92}

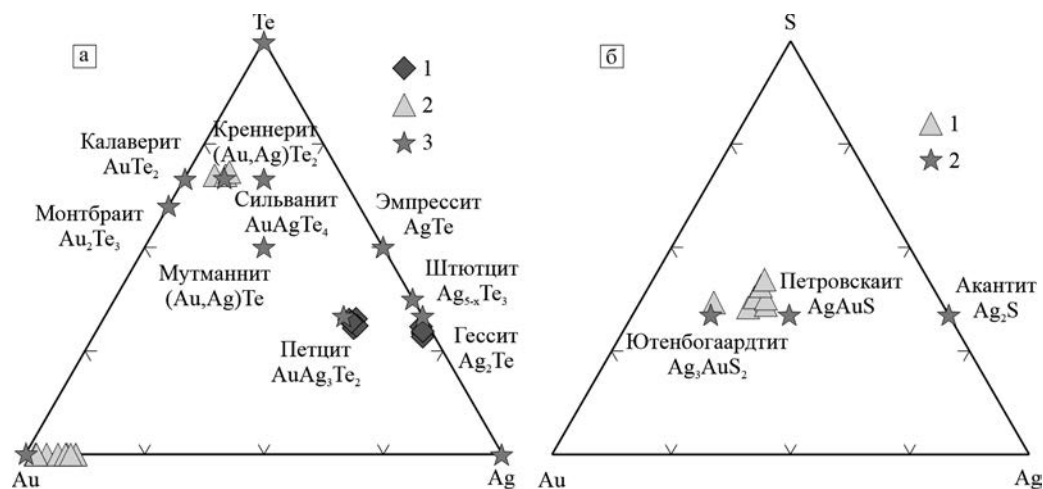


Рис. 6. Диаграммы химических составов минералов благородных металлов рудопоявления Эвепента (в ат. %). а – составы минералов системы Au–Ag–Te (1 – минералы участка Северный, 2 – минералы участка Центральный, 3 – теоретические составы минералов, соответствующие их идеальным формулам); б – составы минералов системы Au–Ag–S (1 – составы сульфидов участка Центральный, 2 – теоретические составы минералов, соответствующие их идеальным формулам).

Таблица 3. Химический состав сульфидов золота и серебра, участок Центральный (мас. %)

S	Ag	Te	Au	Сумма	Формула
				(Ag,Au) _{2-x} S	
12.99	42.83		44.56	100.38	(Ag _{0.98} Au _{0.56})S _{1.00}
13.73	37.44	0.33	47.18	98.68	(Ag _{0.81} Au _{0.56})(S _{0.99} Te _{0.01})
13.33	39.32		46.87	99.52	(Ag _{0.88} Au _{0.57})S _{1.00}
11.94	38.71		50.60	101.25	(Ag _{0.96} Au _{0.69})S _{1.00}
10.88	37.71		49.54	98.13	(Ag _{1.03} Au _{0.74})S _{1.00}
12.31	42.08	0.38	46.61	101.38	(Ag _{1.01} Au _{0.61})(S _{0.99} Te _{0.01})
12.54	54.75		32.75	100.04	(Ag _{1.30} Au _{0.43})S _{1.00}

гидроксиды Fe, Mn (см. рис. 5е). Химический состав креннерита представлен в табл. 2.

Науманнит Ag₂Se. Встречен в единичных случаях в виде включений в халькопирите на участке Центральный. Размер включений составляет менее 1 мкм (см. рис. 5в), реже 1–2 мкм. Фаза установлена на основе качественного анализа.

2.2. Сульфиды и хлориды благородных металлов

Акантит Ag₂S. Представлен зернами неправильной формы, выполняет трещины, поры и каверны в адуляр-кварцевой матрице. Иногда образует рыхлые, хлопьевидные агрегаты (см. рис. 4д). Встречается в виде вкрапленности в гидроксидах железа, развивающихся по

пириту. Размер самостоятельных зерен от первых мкм до 150 мкм, включения в гидроксидах не превышают 2–3 мкм. В химическом составе некоторых зерен установлено повышенное содержание Ag относительно стехиометрии акантита. Такие зерна, вероятно, представляют собой гетерофазную минеральную смесь, состоящую из акантита и самородного серебра.

Фазы (Ag,Au)_{2-x}S. Сульфиды золота и серебра обнаружены только на участке Центральный. Образуют зёрна неправильной формы размером менее 5–10 мкм, располагаются в трещинах и порах в жильных минералах. Наблюдаются в ассоциации, либо в качестве включений в гидроксидах железа и марганца. Содержания химических элементов в составе сульфидов варьируют в следующих интервалах: Ag 37.4–54.6,

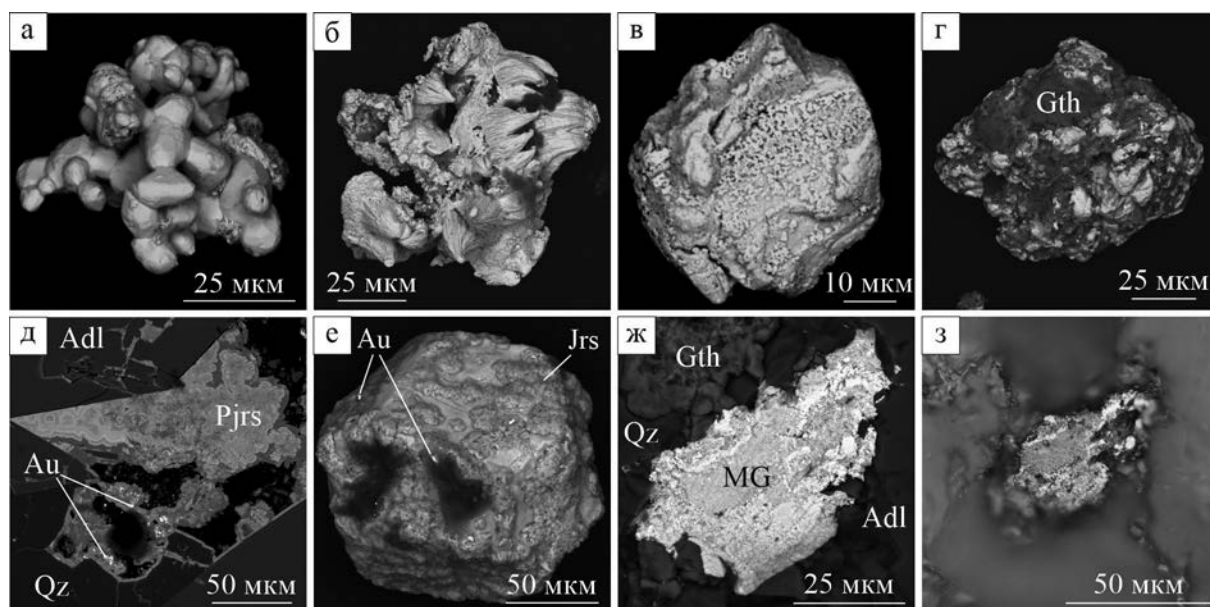


Рис. 7. Морфологические особенности самородного золота участка Центральный и его взаимоотношения с другими минералами (изображения в обратно-рассеянных электронах). а – агрегат сферолитов и слабо ограненных кристаллов самородного золота; б – зерно самородного золота с поверхностью натёчного облика; в – зерно самородного золота с почковидными наростами золота на поверхности; г – самородное золото, покрытое “рубашкой” гидроксидов железа; д – включения самородного золота в гидроксидах железа и плумбоярозите (Pjrs); е – частицы золота на поверхности ярозита (Jrs); ж – зерно “горчичного” золота (MG) в ассоциации с гидроксидами железа (Gth) в кварц-адуляровой матрице, з – то же зерно на изображении в отраженном свете.

Таблица 4. Химический состав (в мас. %) самородного золота и “горчичного” золота в сростании с оксидами/гидроксидами Fe, Mn, Te, S (участок Центральный)

O	S	Mn	Fe	Ag	Te	Au	Сумма
Сростания “горчичного” золота и оксидов/гидроксидов Fe, Mn, Te, S							
20.61			19.76	3.09	0.83	53.34	97.63
12.31	9.04		5.15	18.22		56.90	101.62
25.07		0.36	20.29	3.59	3.92	47.04	100.27
19.80			16.25	3.19	3.00	57.06	99.30
4.20		1.84	0.38	3.67		89.28	99.37
4.46		1.73	0.40	3.14		91.09	100.82
21.99			12.63	2.28	2.60	57.89	97.39
3.67		2.60		2.33		89.79	98.39
23.07			20.57	3.34	1.56	52.47	101.01
Самородное золото							
				5.03		96.88	101.91
				6.15		93.80	99.95
				2.46		97.96	100.42
				1.12		98.23	99.35
				1.28		98.71	99.99
				1.30		100.50	100.80
				3.93		97.64	101.57
				6.03		92.14	98.17
				4.79		95.34	100.13
				5.38		94.68	100.06

Au 32.7–50.6 и S 10.8–13.8 мас. %, в некоторых зёрнах установлен Te до 0.4 мас. % (табл. 3). Составы Au-Ag сульфидов занимают промежуточное положение между ютенбогаардитом и петровскаитом (см. рис. 6б) и могут быть описаны формулой $(Ag,Au)_{2-x}S$. Вариации химического состава сульфидов Au-Ag могут быть обусловлены изоморфизмом в ряду ютенбогаардит-петровскаит или гетерофазным строением зёрен [Пальянова и др., 2011].

Хлораргирит AgCl. Образует комковидные, угловатые зёрна, обнаружен в гидроксидах марганца из зоны окисления участка Центральный. Размер индивидов составляет менее 5 мкм, поэтому она идентифицировалась по результатам качественного анализа.

2.3. Самородное золото

Самородное золото обнаружено в основном в жилах участка Центральный (рис. 7), а на участке Северный встречается в единичных случаях, где выполняет тонкие трещинки в теллуридах (см. рис. 5д). Золото мелкое (от 25 до 120 мкм) интерстициальное, идиоморфное, выполняет каверны и поры в жильных минералах. Для самородного золота из протолочных проб наиболее характерны агрегаты сферолитов и ограненных кристаллов (см. рис. 7а), а также комковидная морфология зерен (см. рис. 7б, 7г). На поверхности некоторых золотин наблюдаются почковидные и натечного облика наросты самородного золота (см. рис. 7б, 7в). Нередко встречается в тесной ассоциации с оксидами и гидроксидами Fe и Mn, ярозитом или в виде рассеянной вкрапленности в них (см. рис. 5е, 7г–7е). В зоне окисления участка Центральный распространено так называемое “горчичное” золото – гетерофазное минеральное образование, тонкая минеральная смесь частиц самородного золота и кислородных соединений Fe, Mn и др. Для него характерна желто-коричневая окраска в отраженном свете, землистые, порошковатые агрегаты (см. рис. 7ж, 7з).

Единственной изоморфной примесью в самородном золоте является серебро (табл. 4, см. рис. 6а), пробность составляет от 940 до 990 ‰. В химическом составе “горчичного” золота (см. табл. 3), кроме Au и Ag, установлены O (от 3.6 до 25.1 мас. %) и Fe (от 0.4 мас. % до 20.6 мас. %), реже Te (до 4 мас. %) и Mn (до 2.6 мас. %),

в единичных случаях S (до 9 мас. %). Это позволяет утверждать, что доминирующей фазой, с которой сростается золото, являются оксиды и гидроксиды железа.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Тип эпитермального оруденения рудопроявления Эвевпеннта

Эпитермальные месторождения принято подразделять на три типа: восстановительно-щелочные или низкосульфидизированные (low-sulfidation, LS-тип); субнейтральные или промежуточно-сульфидизированные (intermediate sulfidation, IS-тип); кислотно-сульфатные или высокосульфидизированные (high-sulfidation, HS-тип) [Sillitoe, Hedenquist, 2003; Taylor, 2007; John et al., 2018; Кига́й, 2020]. Месторождения различных типов отличаются по минеральному составу окколорудных метасоматитов, гипогенным жильным и рудным минералам и, соответственно, по физико-химическим характеристикам рудообразующих флюидов. Наиболее ярко различаются два крайних члена эпитермальных месторождений – LS и HS [White, Hedenquist, 1995; Hedenquist, Arribas, 2000; Sillitoe, Hedenquist, 2003; Taylor, 2007; John et al., 2018].

Важными критериями классификации эпитермальных месторождений являются текстурно-структурные особенности руд, а также набор гипогенных жильных и рудных минералов. Для месторождений HS-типа характерен гипогенный кварц, алуни́т, каолинит, пиррофиллит, диккит и барит, а наиболее важными отличительными чертами является наличие кавернозного (“vuggy”) кварца и отсутствие адуляра [Heald et al., 1987; Arribas, 1995; Sillitoe, Hedenquist, 2003; John et al., 2018]. Содержание сульфидов в рудах составляет от 10 до 90%, в видовом отношении сульфиды представлены пиритом, энаргитом, люционитом, фаматинитом, ковеллином, дигенитом, голдфилдитом [Arribas, 1995; Sillitoe, Hedenquist, 2003; John et al., 2018].

В месторождениях IS-типа жильные минералы представлены кварцем (в том числе халцедоном), крайне характерны марганцевые карбонаты, реже встречается адуляр [Sillitoe, Hedenquist,

2003; John et al., 2018; Wang et al., 2019]. Текстуры рудных жил крустификационные, полосчатые, брекчиевые, колломорфные и каркасно-пластинчатые [Wang et al., 2019]. Сульфиды присутствуют в жилах в количестве от 5 до 20% и представлены галенитом, сфалеритом, халькопиритом, блеклыми рудами и пиритом [Sillitoe, Hedenquist, 2003; John et al., 2018; Wang et al., 2019].

В рудах месторождений LS-типа основные жильные минералы – кварц и халцедон, а важную индикаторную роль играет адуляр [Sillitoe, Hedenquist, 2003; John et al., 2018]. Текстуры руд LS- и IS-месторождений достаточно схожи [Wang et al., 2019], однако для LS-месторождений более характерны колломорфные и каркасно-пластинчатые текстуры замещения карбонатов кварцем [Sillitoe, Hedenquist, 2003]. Содержание сульфидов в рудах низкое и обычно не превышает 1–2%. Из рудных минералов преобладают пирит, пирротин, арсенопирит, галенит, сфалерит, халькопирит, блёклые руды [Sillitoe, Hedenquist, 2003; John et al., 2018].

По текстурным особенностям руд и набору гипогенных жильных минералов рудопроявление Эвепента, с одной стороны, резко отличается от месторождений HS-типа ввиду отсутствия алунита и кавернозного кварца, а с другой стороны, его можно рассматривать либо как объект IS-, либо LS-типа. Однако, достаточное широкое распространение колломорфных и каркасно-пластинчатых текстур руд, а также наличие адуляра на фоне ограниченного количества карбонатов и иллита позволяет относить Эвепенту к LS-типу эпитеpмальных месторождений. В рудных ассоциациях на Эвепенте также отмечается отсутствие минералов-индикаторов HS-обстановки (наиболее характерные из них энаргит, дигенит, люционит и др.). Для Эвепенты характерно низкое содержание сульфидов в рудоносных жилах (менее 1%), гипогенные рудные минералы представлены главным образом пиритом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом, молибденитом, самородным золотом, теллуридами Au, Ag и Pb. Подобный набор рудных минералов является типичным для LS-объектов. Среди сульфидов, индикаторных для HS-обстановки, на рудопроявлении Эвепента встречен лишь ковеллин, однако распространён он ограничено, развивается в виде кайм

замещения по халькопириту и, по всей видимости, образовался на гипергенном этапе минералообразования. Таким образом, перечисленные индикаторные признаки позволяют рассматривать рудопроявление Эвепента в качестве эпитеpмального золоторудного объекта восстановительно-щелочного (LS) типа.

Обзор месторождений-аналогов

Эпитеpмальные месторождения и рудопроявления золота и серебра широко распространены на полуострове Камчатка [Карта ..., 1999; Петренко, 1999]. Наиболее изученными в регионе месторождениями LS-типа являются Агинское, Бараньевское, Асачинское и Родниковое, расположенные в пределах Центрально-Камчатского вулканического пояса (см. рис. 1, врезка). В табл. 5 сопоставлены морфология рудоносных структур, текстурные особенности и вещественный состав руд месторождений Камчатки. Также в таблице приведена информация о разведанных запасах, прогнозных ресурсах золота и средних содержаниях его в рудах, что опубликовано в открытых литературных источниках³ [Takahashi et al., 2002, 2007; Большаков и др., 2010; Округин и др., 2014a; Буханова и др., 2021].

Согласно приведенным в табл. 5 данным, можно утверждать, что рудопроявление Эвепента является достаточно типичным для Камчатки представителем эпитеpмальных месторождений LS-типа. Для сопоставляемых объектов характерны жильные и брекчиевые рудоносные тела, зоны прожилкования. Рудам присущи колломорфно-полосчатая, крустификационная, брекчиевая текстуры, иногда прожилково-сетчатая (Бараньевское), а также низкое содержание рудных минералов (менее 5%). Благороднометалльная минерализация месторождений представлена самородными формами (твёрдый раствор Au-Ag), а также теллуридами (креннерит, гессит, петцит, сильвинит, калаверит, костовит), селенидами (науманнит, фишессерит), сульфидами (фазы состава $(Ag,Au)_{2-x}S$, аргиродит, акантит, ютенбогаардтит, ленаит, ялпаит) сульфосолями (пирсеит-полибазит, серебряные сульфосоли $(Ag_{10}(Sb,As)S_5$, $Ag_{17}(Sb,As)_2(S,Se)_{10}$, пираргирит, стефанит) и галогенидами (хлораргирит, бромаргирит, эмболит) благородных металлов. В ассоциации с минералами благородных

Таблица 5. Сравнительная характеристика рудоносных структур и минералогии рудопоявления Эвепента и других золоторудных LS-месторождений полуострова Камчатка

	Эвепента (Северо-Камчатский рудный район)	Агинское (Центрально-Камчатский рудный район)	Бараньевское (Центрально-Камчатский рудный район)	Асачинское (Южно-Камчатский рудный район)	Родниковое (Южно-Камчатский рудный район)
Морфология рудоносных структур	Жилы, зоны прожилкования, гидротермальные брекчи	Жилы, жильные зоны, зоны прожилкования, гидротермальные брекчи, линзы в зонах дробления	Жилы, зоны прожилкования, зоны сульфидизированных гидротермально-метасоматических образований	Жилы, жильные зоны, зоны прожилкования	Жилы, зоны прожилкования
Текстуры руд	Колломорфно-полосчатые, крустификационные, брекчиевые, каркасно-пластинчатые	Колломорфно-полосчатые, брекчиевые, кокардовые, массивные, полосчатые, фестончатые	Брекчиевые, крустификационно-полосчатые, колломорфно-полосчатые, массивные, кокардовые, прожилково-сетчатые	Колломорфно-полосчатые, полосчатые, метаколлоидные, брекчиевые, кокардовые, крустификационно-полосчатые	Колломорфно-полосчатые, полосчатые, крустификационные, брекчиевые, массивные
Продуктивные рудных минералов	Золото-теллуридно-кварцевая, теллуридно-сульфидно-кварцевая, гипергенная с самородным золотом	Золото-серебро-теллуридная, серебро-теллуридно-сульфидная	Золото-пирит-кварцевая, золото-сульфосоль-кварцевая	Золото-адуляр-кварцевая и золото-наумнит-полибазитовая	Серебро-агиларит-акантитовая, золото-ютенбогаардит-акантитовая, золото-стибиопирсит-адуляр-кварцевая, золото-акантит-адуляр-карбонатно-кварцевая
Содержание рудных минералов в жилах	Менее 1% (для участка Северный местами до 5%)	Менее 1%	От менее 1% до 3% (редко до 3-5%)	Менее 1% (редко до 10-15%)	Менее 5%
Размер зёрен	От долей мкм до 200-300 мкм (пирит редко до 3-4 мм)	От 1-2 мкм до 800 мкм (пирит и халькопирит до 1-2 мм)	От 1-2 мкм до 400 мкм	От 1-2 мкм до 80 мкм	От 1-2 мкм до 550 мкм (золото до 2 мм)

Таблица 5. Окончание

Рудные минералы	<p><i>Сульфиды:</i> пирит, халькопирит, сфалерит, молибденит, галенит, арсенопирит, фазы состава (Ag,Au)_{2-x}S, акантит, ковеллин, сплюснутый (?)</p> <p><i>Теллуриды, селениды:</i> алтаит, креннерит, гессит, петцит, науманнит</p> <p><i>Хлориды:</i> хлораргирит</p> <p><i>Самородные:</i> самородное золото (940-990%)</p>	<p><i>Сульфиды:</i> халькопирит, сфалерит, галенит, пирротин, молибденит, пирит, марказит, борнит, стибнит, идаит, акантит, ютенбогаардит</p> <p><i>Сульфосоли:</i> блёклые руды, пирсеит-полибазит, фаматинит</p> <p><i>Теллуриды:</i> колорадоит, алтаит, рикардит, калаверит, гессит, петцит, креннерит, сильванит, костовит</p> <p><i>Самородные:</i> самородный теллур, самородное золото (950-990%)</p>	<p><i>Сульфиды:</i> пирит, халькопирит, галенит, борнит, молибденит, арсенопирит, стибнит, геерит, ковеллин, ленаит, моусонит, станноидит, акантит, ютенбогаардит</p> <p><i>Сульфосоли:</i> блёклые руды, серебряные сульфосоли (Ag₁₀(Sb,As)S₅; Ag₁₇(Sb,As)₂(S,Se)₁₀; AgBiPb₆), виттехенит, эмплектит, михараит, айкинит, энаргит</p> <p><i>Теллуриды, селениды:</i> алтаит, гессит, петцит, калаверит, сильванит, рикардит, теллуроселениды Cu, Bi, Pb</p> <p><i>Самородные:</i> твёрдый раствор Au-Ag (280-941%)</p>	<p><i>Сульфиды:</i> пирит, марказит, пирротин, сфалерит, халькопирит, галенит, арсенопирит, борнит, ковеллин, халькозин, акантит, ютенбогаардит, тетрадимит</p> <p><i>Сульфосоли:</i> пирсеит-полибазит, блёклые руды, энаргит, аргиродит, пираргирит, стефанит</p> <p><i>Теллуриды, селениды:</i> гессит, петцит, колорадоит, науманнит, клаусталит, фишессерит</p> <p><i>Хлориды, бромиды:</i> хлораргирит, бромаргирит, эмболит</p> <p><i>Самородные:</i> твёрдый раствор Au-Ag (185-890%)</p>	<p><i>Сульфиды:</i> пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, борнит, ялпаит, ленаит, акантит, ютенбогаардит</p> <p><i>Сульфосоли:</i> блёклые руды, пирсеит-полибазит, прустит-пираргирит, аргиродит</p> <p><i>Селениды:</i> науманнит</p> <p><i>Самородные:</i> твёрдый раствор Au-Ag (494-726%)</p>
Жильные и акцессорные минералы	<p>Кварц, халцедон, адулярь, иллит, карбонат, барит, целестин, апатит</p>	<p>Кварц, халцедон, адулярь, смектиты, серицит, цеолиты, иллит, кальцит, эпидот, барит, апатит, андрадит, волластонит, тальк</p>	<p>Кварц, адулярь, карбонаты, иллит, мориллонит, хлорит, каолинит, цеолиты</p>	<p>Кварц, адулярь, серицит, кальцит, родохрозит, смектиты, эпидот, цеолиты, пренит, хлорит, каолинит, титанит, барит, апатит</p>	<p>Кварц, адулярь, кальцит, ангидрит, серицит, каолинит</p>
Содержание Au (г/т)	28.6	38.0	9.2	17.0	11.3
Запасы/ресурсы Au (т)	13.4	30.9	34.6	20.1	40.4
Источник	[Данная работа; Безрукова, 2004 ³]	[Петренко, 1999; Andreeva et al., 2013; Округин и др., 2014a; Okrugin et al., 2014]	[Большаков и др., 2010; Tolstykh et al., 2021; Якич и др., 2022]	[Петренко, 1999; Takahashi et al., 2002; Tolstykh et al., 2022]	[Петренко, 1999; Takahashi et al., 2002; Tolstykh et al., 2022]

металлов встречаются сульфиды (пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, молибденит, арсенопирит, пирротин, борнит, стибнит, халькозин, ковеллин и др.) и сульфосоли (блѣкые руды, фаматинит, энаргит). Кроме того, на месторождении Бараньевское отмечается широкое распространение висмут-содержащих минералов (виттехенит, $AgBiPb_6$, эмплектит, михараит, айкинит) [Якич и др., 2022], а для месторождения Асачинское важную роль играют селен-содержащие минералы (науманнит, клаусталит, фишессерит) [Петренко, 1999; Боровиков и др., 2009]. Общей чертой для месторождений региона является относительно небольшие запасы золота на фоне высоких содержаний благородных металлов в рудах (см. табл. 5), что достаточно типично для большинства жильных эпитеpmальных LS-месторождений [Hedenquist et al., 1996; Константинов, 2000].

В качестве наиболее близкого месторождения-аналога можно рассматривать Агинское. На этом месторождении продуктивные минеральные ассоциации связаны с адуляр-кварцевыми рудными телами и представлены высокопробным самородным золотом в ассоциации теллуридами (калаверит, петцит, алтаит, гессит) и сульфидами (халькопирит, сфалерит, пирит) [Andreeva et al., 2013; Округин и др., 2014a]. Самородное золото как Агинского месторождения, так и рудопроявления Эвевпента, имеет достаточно узкий диапазон пробности (940–1000‰), в то время как на других объектах Камчатки пробность твердого раствора Au-Ag варьирует в широких пределах (см. табл. 5). Обращает на себя внимание, что для месторождения Агинское минералы сульфосолей в рудах играют резко подчиненную роль [Andreeva et al., 2013; Округин и др., 2014a], в то время как на Бараньевском, Родниковом и Асачинском месторождениях сульфосоли являются обычными спутниками благороднометалльной минерализации [Takahashi et al., 2002, 2007; Боровиков и др., 2009; Якич и др., 2022; Tolstykh et al., 2022]. В изученных минеральных ассоциациях рудопроявления Эвевпента минералы сульфосолей не были обнаружены (см. табл. 5), что позволяет проводить параллели с месторождением Агинское.

В качестве зарубежных аналогов, обладающих схожими минералогическими особенностями

руд, можно рассмотреть золото-теллуридные LS-месторождения Тихоокеанского рудного пояса: Эмперор (о. Вити-Леву, Республика Фиджи) [Ahmad et al., 1987] и Раунд-Маунтин (Невада, США) [Sander, Einaudi, 1990]. Однако они обладают на порядок большими запасами золота в сравнении с известными Камчатскими объектами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Благородные металлы в рудах проявления Эвевпента находятся в следующих формах: самородные формы (высокопробное самородное золото и “горчичное” золото), теллуриды (креннерит, гессит, петцит), сульфиды (фазы состава $(Ag,Au)_{2-x}S$ и акантит), хлориды (хлораргирит), селениды (наумманит).

2. Установлена последовательность минералообразования, выявлены и охарактеризованы три минеральные ассоциации, содержащие благородные металлы: гипогенная *золото-теллуридно-кварцевая* и *гипергенная с самородным золотом* на участке Центральный; гипогенная *теллуридно-сульфидно-кварцевая* на участке Северный.

3. На основании текстурных особенностей и вещественного состава руд показано, что рудопроявление Эвевпента относится к восстановительно-щелочному или LS-типу эпитеpmальных месторождений. В качестве месторождения-аналога можно рассматривать месторождение Агинское (Центральная Камчатка).

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают признательность коллективу Кичигинской ГРП АО “Северо-Восточное ПГО”, в особенности А.С. Московскому, Л.А. Семерикову и В.Н. Марченко, за совместно проведенные полевые исследования, содействие в работе на объекте исследования, предоставление картографического и других материалов. Авторы благодарят научного сотрудника лаборатории минералогии ИВиС ДВО РАН Д.С. Буханову за помощь при подготовке текста рукописи, ценные замечания и поддержку. Кроме того, авторы благодарят рецензентов за ценные комментарии и замечания.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

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

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено в рамках государственного задания ИВиС ДВО РАН, тема НИР № АААА-А20-120121090011-4.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Большаков Н.М., Фролов А.И., Минеев С.Д. и др. Геологическое строение золоторудного месторождения Бараньевское (Центральная Камчатка) // Отечественная геология. 2010. № 4. С. 15–22.

Боровиков А.А., Лапухов А.С., Борисенко А.С., Сереткин Ю.В. Физико-химические условия формирования эпитеpмального Асачинского Au-Ag месторождения (Южная Камчатка) // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 8. С. 897–909.

Буханова Д.С., Жегунов П.С., Кутырев А.В. Новые данные о минералогических особенностях руд Асачинского Au-Ag месторождения, Камчатский край // Десятая Российская молодежная научно-практическая школа с международным участием: “Новое в познании процессов рудообразования” / Сборник материалов. М.: ИГЕМ РАН, 2021. С. 69–72.

Карта полезных ископаемых Камчатской области масштаба 1:500 000. Краткая объяснительная записка. Каталог месторождений, проявлений, пунктов минерализации и ореолов рассеяния полезных ископаемых. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. 563 с.

Кига́й И.Н. Условия формирования метасоматитов и оруденения эпитеpмальных золото-серебряных месторождений // Геология рудных месторождений. 2020. Т. 62. № 5. С. 475-480.

Константинов М.М., Варгунина Н.П., Косовец Т.Н. и др. Золото-серебряные месторождения. Сер. Модели месторождений благородных и цветных металлов. М.: ЦНИГРИ, 2000. 239 с.

Округин В.М., Андреева Е.Д., Яблокова Д.А. и др. Новые данные о рудах Агинского золото-теллуридного месторождения (Центральная Камчатка) // Материалы ежегодной научной конференции, посвященной Дню вулканолога: “Вулканизм и связанные с ним процессы”. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2014а. С. 27–28.

Округин В.М., Ким А.У., Москалева С.В. и др. О рудах Асачинского золото-серебряного месторождения (Южная Камчатка) // Материалы ежегодной научной конференции, посвященной Дню вулканолога:

“Вулканизм и связанные с ним процессы”. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2014б. С. 329–333.

Пальянова Г.А., Кох К.А., Сереткин Ю.В. Образование сульфидов золота и серебра в системе Au-Ag-S // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 4. С. 568–576.

Петренко И.Д. Золото-серебряная формация Камчатки. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 1999. 166 с.

Сляднев Б.И., Боровцов А.К., Сидоренко В.И. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Сер. Корякско-Курильская. Лист О-58 – Усть-Камчатск. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013. 256 с.

Цуканов Н.В. Тектоно-стратиграфические террейны Камчатской активной окраины: строение, состав и геодинамика // Материалы ежегодной научной конференции, посвященной Дню вулканолога: “Вулканизм и связанные с ним процессы. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2015. С. 97–103.

Якич Т.Ю., Буханова Д.С., Синкина Е.А. и др. Особенности вещественного состава и условия формирования медной минеральной ассоциации Бараньевского эпитеpмального месторождения (Центральная Камчатка) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2022. Т. 333. № 12. С. 74–87.

Ahmad M., Solomon M., Walshe J.L. Mineralogical and geochemical studies of the Emperor gold telluride deposit, Fiji // Econ. Geol. 1987. V. 82(2). P. 345–370.

Andreeva E.D., Matsueda H., Okrugin V.M. et al. Au–Ag–Te Mineralization of the low-sulfidation epithermal Aginskoe deposit, Central Kamchatka, Russia // Resource Geology. 2013. V. 63(4). P. 337–349.

Arribas A.Jr. Characteristics of high-sulfidation epithermal deposits, and their relation to magmatic fluid // Mineralogical Association of Canada Short Course. 1995. V. 23. P. 419–454.

Heald P., Foley N.K., Hayba D.O. Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits; acid-sulfate and adularia-sericite types // Economic Geology. 1987. V. 82. P. 1–26.

Hedenquist J.W., Arribas A., Gonzalez-Urien E. Exploration for epithermal gold deposits // Reviews in Econ. Geol. 2000. V. 13. P. 245–277.

Hedenquist J.W., Izawa E., Arribas A., White N.C. Epithermal gold deposits: Styles, characteristics, and exploration: Poster and booklet // Resource Geology Special Publication 1. 1996. 17 p. (with translations to Spanish, French, Japanese, and Chinese)

- John D.A., Vikre P.G., du Bray E.A. et al.* Descriptive models for epithermal gold-silver deposits: U.S // Geological Survey Scientific Investigations Report 2010–5070–Q. 2018. 247 p.
- Konstantinovskaia E.A.* Arc–continent collision and subduction reversal in the Cenozoic evolution of the Northwest Pacific: an example from Kamchatka (NE Russia) // *Tectonophysics*. 2001. V. 333(1–2). P. 75–94.
- Okrugin V.M., Andreeva E., Etschmann B. et al.* Micro-porous gold: Comparison of textures from Nature and experiments // *Am. Mineral*. 2014. V. 99(5). P. 1171–1174.
- Paez G.N., Ruiz R., Guido D.M. et al.* High-grade ore shoots at the Martha epithermal vein system, Deseado Massif, Argentina: the interplay of tectonic, hydrothermal and supergene processes in ore genesis // *Ore Geology Reviews*. 2016. V. 72. P. 546–561.
- Sander M.V., Einaudi M.T.* Epithermal deposition of gold during transition from propylitic to potassic alteration at Round Mountain, Nevada // *Econ. Geol.* 1990. V. 85(2). P. 285–311.
- Sillitoe R.H., Hedenquist J.W.* Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious metal deposits // *Economic Geology special publication*. 2005. V. 10. P. 315–343.
- Takahashi R., Matsueda H., Okrugin V.M., Ono S.* Epithermal gold-silver mineralization of the Asachinskoe deposit in South Kamchatka, Russia // *Resource Geology*. 2007. V. 57(4). P. 354–373.
- Takahashi R., Matsueda H., Okrugin V.M.* Hydrothermal gold mineralization at the Rodnikovoe deposit in South Kamchatka, Russia // *Resource Geology*. 2002. V. 52(4). P. 359–369.
- Taylor B.E.* Epithermal gold deposits // *Mineral Deposits of Canada: a synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods* / Ed. by W.D. Goodfellow // Mineral Deposits Division, Special Publication: Saint John, NL, Canada, Geological Association of Canada. 2007. V. 5. P. 113–139.
- Tolstykh N., Bukhanova D., Shapovalova M. et al.* The gold mineralization of the Baranyevskoe Au-Ag epithermal deposit in Central Kamchatka // *Minerals*. 2021. V. 11(11). P. 1225.
- Tolstykh N., Shapovalova M., Shaparenko E., Bukhanova D.* The Role of selenium and hydrocarbons in Au-Ag ore formation in the Rodnikovoe low-sulfidation (LS) epithermal deposit, Kamchatka Peninsula, Russia // *Minerals*. 2022. V. 12(11). P. 1418.
- Wang L., Qin K.Z., Song G.X., Li G.M.* A review of intermediate sulfidation epithermal deposits and subclassification // *Ore Geology Reviews*. 2019. V. 107. P. 434–456.
- Warmada I.W., Lehmann B., Simandjuntak M.* Polymetallic sulfides and sulfosalts of the Pongkor epithermal gold-silver deposit, West Java, Indonesia // *The Canadian Mineralogist*. 2003. V. 41(1). P. 185–200.
- White N.C., Hedenquist J.W.* Epithermal gold deposits: styles, characteristics and exploration // *SEG Discov.* 1995. № 23. P. 1–13.

Mineralization of the Evevpenta Epithermal Silver-gold ore Occurrence (Kamchatka, Russia)

P. S. Zhegunov*, A. V. Kuttyrev, E. S. Zhitova, S. V. Moskaleva, P. E. Schweigert

*Institute of Volcanology and Seismology, Far East Branch, Russian Academy of Sciences,
bul'var Piipa, 9, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006 Russia*

**e-mail: pavel.zhegunov@bk.ru*

The Evevpenta epithermal low-sulfidation ore occurrence is located in the northeastern part of the Central Kamchatka volcanic belt (Kamchatka Peninsula, Russia). It is hosted by andesitic lavas and pyroclastic rocks of the Middle Miocene–Early Pliocene. The ore bodies are comprised of quartz and adularia-quartz veins and stockworks, as well as hydrothermal breccias. Ore bodies are accompanied by argillic wall-rock alteration and peripheral propylitic alteration. Gold-silver mineralization was formed as a result of hypogenic (hydrothermal) and supergen stages of ore-forming processes. Two hypogenic mineral assemblages were documented: gold-telluride-quartz in the Central flank and telluride-sulfide-quartz in the Northern flank. Supergenic mineral assemblage with native (mustard) gold is detected only within the Central flank. The Evevpenta ore occurrence is a typical member of the reducing-alkaline (low-sulfidation) epithermal deposits of Kamchatka, which is based on the study of the material composition of ores.

Keywords: Au-Ag tellurides, Au-Ag sulfides, native gold, mustard gold, epithermal deposit, Evevpenta ore occurrence, Kamchatka

ВНЕМАНТИЙНЫЕ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ АЛМАЗА И ПЕРСПЕКТИВЫ КАМЧАТСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ РОССИИ

© 2024 г. В. И. Силаев^{a, *}, Г. А. Карпов^{b, **}, А. Г. Дёмин^c, Л. П. Аникин^b,
Л. П. Вергасова^b, В. Н. Филиппов^a, И. В. Смолева^a, Е. А. Васильев^d,
А. Е. Сухарев^a, Б. А. Макеев^a, А. Ф. Хазов^a

^aИнститут геологии Коми НЦ УрО РАН,

ул. Первомайская, 54, Сыктывкар, 167982 Россия

^bИнститут вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,

бульвар Пийпа, 9, Петропавловск-Камчатский, 683006 Россия

^cАО “Сибирский горно-металлургический альянс” (СиГМА),

ул. Мишенная, 106, Петропавловск-Камчатский, 683016 Россия

^dСанкт-Петербургский горный университет,

Васильевский остров, 21 Линия, 2, Санкт-Петербург, 199106 Россия

*e-mail: silaev@geo.komisc.ru

**e-mail: karpovga@kscnet.ru

Поступила в редакцию 23.07.2023 г.

После доработки 27.09.2023 г.

Принята к публикации 06.12.2023 г.

Приводятся результаты исследований двух новых генетических типов алмазов, обнаруженных на Камчатке, образовавшихся во внемантийных условиях, на что указывает отсутствие в них признаков посткристаллизационного отжига с образованием агрегированных азотных дефектов. Первый из этих типов определяется нами как вулcano-атмоэлектрогенный, образующийся непосредственно в вулканическом пепло-газовом облаке за счет глубинного метана вследствие атмосферных электрических разрядов. Второй генетический тип алмазов, образовавшийся на глубине в среде магматогенно-пневмолито-гидротермального рудного месторождения, можно определить как взрывно-туффизитовый. Промышленная перспективность проявлений этих типов дает основание констатировать открытие в России новой алмазоносной провинции – Камчатской.

Ключевые слова: Камчатка, внемантийные алмазы, новая алмазоносная провинция России

DOI: 10.31857/S0203030624020064, EDN: LGHWTK

ВВЕДЕНИЕ

Алмазы на Камчатке обнаруживаются едва ли не непрерывно уже в течение почти 50 лет. Основные вехи этой замечательной одиссеи связаны с экспедициями и исследованиями геологов, вулканологов и минералогов: Ф.Ш. Кутыева, А.И. Байкова, Б.К. Долматова, М.Г. Патоки, В.С. Шеймовича, Р.Л. Дунин-Барковского, В.А. Селивестрова, Ф.В. Каминского, Л.П. Аникина, Г.А. Карпова, Л.П. Вергасовой, А.Г. Дёмина [Кутыев, Кутыева, 1975; Шило и др., 1979; Каминский и др., 1979; Байков и др., 1995;

Дунин-Барковский и др., 2013; Аникин и др., 2015; Гордеев и др., 2019]. В настоящее время известны проявления алмазов в взрывных продуктах извержений по меньшей мере шести камчатских вулканов (Ича, Авача, Алмазный, Толбачинский (БТТИ и ТТИ-50), Ключевской (включая новейшее извержение через прорыв Горшкова, Корякский) и одного курильского (Алаид) [Горшков и др., 1995; Гордеев и др., 2014; Силаев и др., 2016; Галимов и др., 2016; Kaminsky et al., 2016; Аникин и др., 2018]. Кроме того, алмазы на Камчатке были обнаружены

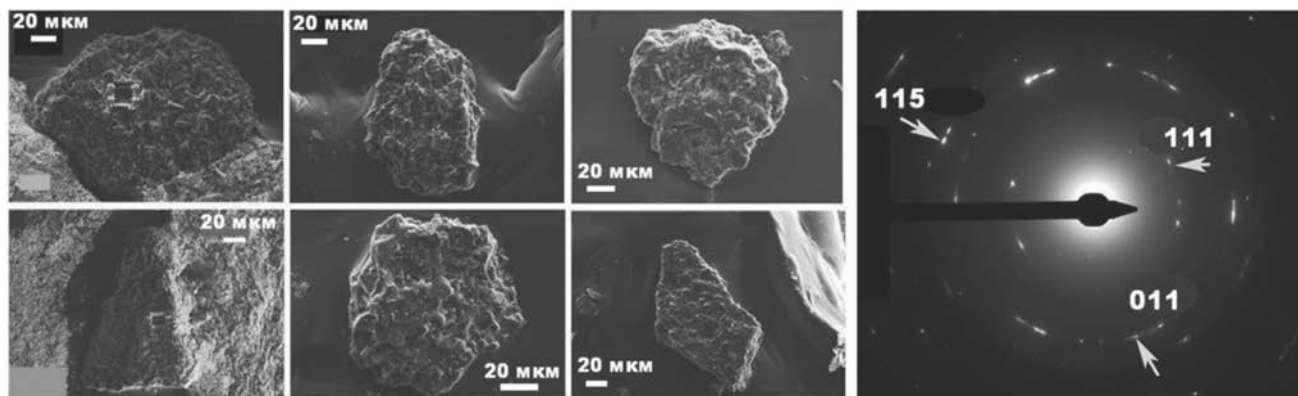


Рис. 1. Морфология и фоторентгенограмма микрополикристаллических (карбонадообразных) алмазов из продуктов извержения Авачинского вулкана [Kaminsky et al., 2016].

в связи с палеоценовым дунит-клинопироксенитовым массивом Филиппа, базальт-ультрабазитовым комплексом Корякско-Камчатского региона, Ольховской золото-платиновой россыпью и в форме “камчатитов” на севере Камчатки [Kaminsky et al., 2019].

В 2015 г. алмазы были обнаружены и на Озерновском золоторудном месторождении в северной части Камчатки. Этот объект был открыт в 1971–1973 гг. как крупная магматогенно-гидротермальная палеосистема, сложенная пиробазальтами, андезитобазальтами, андезитами, инъецированными более поздними брекчиевидными туфобрекчиями и туффизитоподобными магматитами. На весь этот сложный комплекс были наложены оруденелые аргиллизиты монтмориллонитового, диккитового, пиррофиллитового состава с золотом, серебром, самородными теллурием и висмутом, Zn-Fe-Sb блеклыми рудами, Cu-Ag сульфосолями и весьма необычным самородно-карбидным вольфрам-медно-никель-серебряным оруденением [Дёмин, 2015, 2018]. Именно в тесном парагенезисе с последним и были обнаружены алмазы, прогнозные ресурсы которых в настоящее время оцениваются примерно в 10 млн карат¹.

АЛМАЗЫ В ПРОДУКТАХ ВУЛКАНИЗМА

Первые обнадеживающие в практическом смысле результаты на Камчатке были получены

¹ Корр. ТАСС Елена Верещака: “До 10 млн карат алмазов может содержаться в рудах Озерновского рудного поля на севере Камчатки”. Об этом сообщила в среду пресс-служба компании “Сибирский горно-металлургический альянс” (СиГМА), которая занимается разработкой месторождения. Петропавловск-Камчатский, 02.09.2015 г.

А.И. Горшковым с сотрудниками [Горшков и др., 1995] по микрополикристаллическим карбонадоподобным алмазам, обнаруженным в продуктах извержений Авачинского вулкана (рис. 1). Размеры преимущественно субизометричных частиц карбонадо статистически колеблются в пределах $(150 \pm 35) \times (105 \pm 30)$ мкм. Величина микрокристаллов алмазной фазы в них лежат в пределах 10 ± 6 мкм. Проведенные нами исследования образцов алмазосодержащих авачитов показали, что изотопный состав алмазного углерода в них колеблется в пределах $-30...-27\%$, что вполне согласуется с изотопной статистикой по углеродным фазам в продуктах камчатского вулканизма [Силаев и др., 2019].

Наиболее высокая алмазоносность вулкаников в настоящее время выявлена в связи с тефрой Большого трещинного Толбачинского извержения 1975–1976 гг. и Трещинного Толбачинского извержения 2012–2013 гг. [Карпов и др., 2014а, 2014б; Силаев и др., 2015а, 2015б; Гордеев и др., 2019; Галимов и др., 2020; Galimov et al., 2020]. В последнем случае были найдены около 1000 кристаллов, образующих локальные ураганные концентрации.

Обнаруженные в тефре алмазы варьируются по размеру в статистических пределах $(456 \pm 75) \times (414 \pm 78) \times (387 \pm 103)$ мкм, характеризуются плоскогранно-кубооктаэдрическим габитусом (рис. 2) с аксессуарными гранями ромбододекаэдра {110}, тетрагонтриоктаэдра {311}, тригонтриоктаэдра {332}. Установлена довольно частая встречаемость шпинелевых двойников, в которых на ребрах между гранями (100) и (111) выявляются узкие грани $(31\bar{1})$

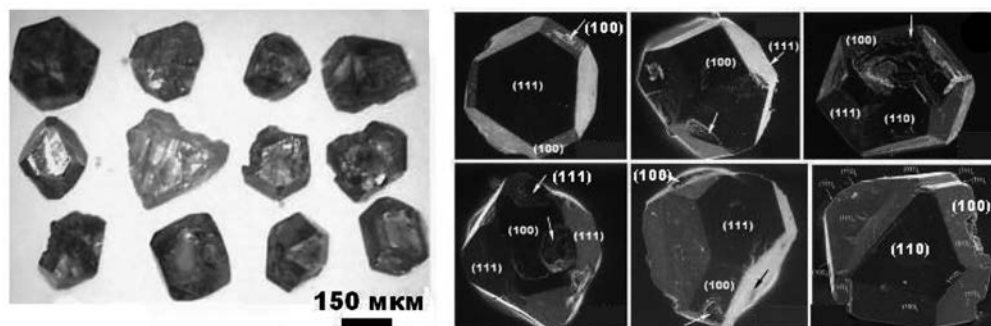


Рис. 2. Внешний вид (слева) и габитус (справа) толбачинских алмазов.

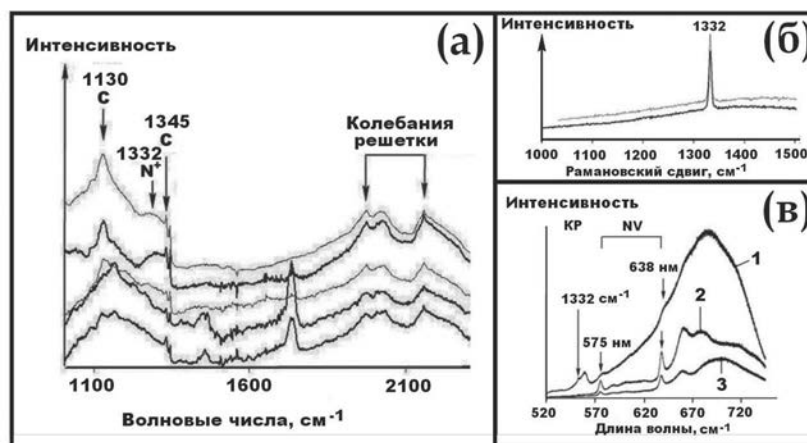


Рис. 3. Спектроскопия толбачинских алмазов.

а – ИК-поглощение, б – комбинационное рассеяние (рамановская), в – фотолюминесценция.

и (311) тетрагонтриоктаэдра. Часть кристаллов представлена обломками. По окраске алмазы изменяются от бесцветных до желтых и желто-зеленых. Методом катодолюминесценции в монокристаллах выявлена зональная анатомия с октаэдрическим зародышем в центре и кубооктаэдрической оболочкой, чего не наблюдалось в синтетических алмазах. На гранях встречаются пирамидальные ямки с индукционными поверхностями совместного роста.

Таким образом, на толбачинских алмазах господствуют наиболее плотные F-границы – октаэдрические и кубические [Hartman, Perdok, 1955a, 1955b], на фоне которых спорадически проявляются ромбододекаэдрическая S-грань и тетрагон- и тригонтриоктаэдрические K-границы. Такой габитус типичен для алмазов, образовавшихся в сильно неравновесных термодинамических условиях при значительном пересыщении по углероду [Бескрованов, 2012]

на так называемой стадии выключения [Ракин, Пискунова, 2012].

Фазовая диагностика исследуемых зерен осуществлялась рентгеноструктурным, КР-спектроскопическим и термическим методами. Вычисленный по рентгенограмме параметр элементарной ячейки составил 0.3556 (3) нм. Рамановские спектры были получены при комнатной температуре и температуре -196°C с использованием КР-спектрометра Renishaw in Via (лазеры 785 и 514.5 нм (спектральное разрешение составило соответственно 1.6 и 1.2 cm^{-1} , локальность анализа – 1 мкм)) и термостоллика Linkam TMS_600. При исследовании с лазером 785 нм в КР-спектре на фоне широкой полосы люминесценции проявилась сильная линия 1332 cm^{-1} с FWHN = 5–7 cm^{-1} , соответствующая алмазу (рис. 3). В спектре ИК-поглощения в однофонной области зарегистрированы две линии 1130 и 1345 cm^{-1} , отвечающие точечным азотным C-центрам и линия 1332 cm^{-1} ,

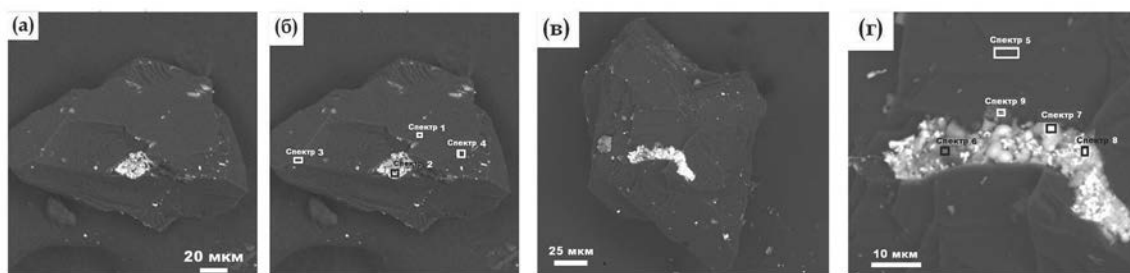


Рис. 4. Толбачинские алмазы с примазками вулканогенных микроминералов на поверхности (светлое) (а, в) и участки рентгеноспектрального микрозондирования (б, г). СЭМ-изображения в режиме упруго-отраженных электронов.

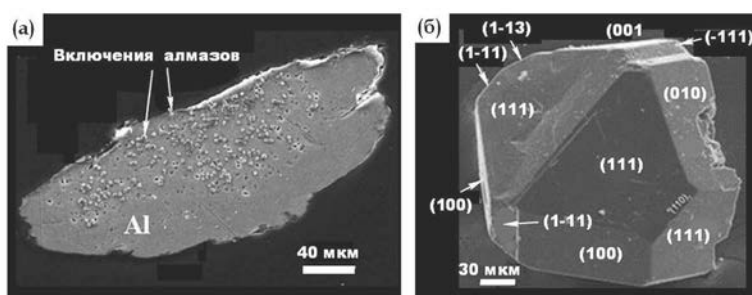


Рис. 5. Частица природного дюралюминия с микровключениями алмазов из эксплозивных продуктов извержения Ключевского вулкана (а) и типичный габитус кристаллов в шпинелевом двойнике (б).

обусловленная С-дефектами, образованными ионами азота в положительном зарядовом состоянии. ИКС-линий, указывающих на присутствие азотных А и В1-дефектов, не обнаружено. Валовая концентрация структурного азота при расчете методом С.Р. Бойда составила в изученных кристаллах для С-дефектов 150–500 ppm, для С-дефектов в форме N^+ , которые появляются в алмазах только при быстром снижении температуры кристаллизации [Бабич, 2006], концентрация оценивается в 1–30 ppm. Именно точечный – неагрегированный тип азотных дефектов и отвечает за желтую окраску толбачинских алмазов, а их зеленая окраска может указывать на присутствие парамагнитных центров Ni-N-H [Минеева и др., 1994; Третьякова, 2016].

Исследованные кристаллы проявили желто-зеленую люминесценцию. В спектрах фотолюминесценции зафиксировались полосы безфонных колебаний с максимумами при 575 и 638 нм, которые приписываются простейшему азот-вакансионному (NV) центру – непосредственному производному С-дефектов соответственно в нейтральном и заряженном состояниях. Полосу с максимумом при 690–700 нм можно приписать никелевым центрам.

На поверхности кристаллов имеются микропленки и примазки (рис. 4), сложенные фазами и минералами эксплозивного происхождения, безусловно доказывающими вулканогенное происхождение толбачинских алмазов [Силаев и др., 2015а, 2015б; Карпов и др., 2017; Галимов и др., 2020; Силаев и др., 2023а]: стеклофаза андезибазальт-андезитового состава; оливин ($Mg_{1.82-1.86}Fe_{0.14-0.18}Si_2O_4$); халькокианит ($Cu_{0.86-1}Zn_{0-0.02}Ca_{0-0.09}Fe_{0-0.01}K_{0-0.01}SO_4$); тенорит CuO ; бунзенит ($Ni_{0.83-0.88}Cu_{0-0.13}Mn_{0.04-0.11}Fe_{0-0.04}O$); никелевый купорос $NiSO_4$; Fe-Cu-Ni манганит ($Mn_{0.52}Ni_{0.23}Cu_{0.16}Fe_{0.13}O$); паратакамит ($Cu_{1.92-1.95}Zn_{0.05-0.08}Cl_{1.02-1.24}Br_{0-0.05}SO_4$) $_{0.03-0.13}$ (OH) $_{1.78-2.84}$; виллиманинит CuS_2 ; силициды состава $(Mn,Ni)_4Si-(Mn,Ni)_5Si_2$ и $Mn_4Si-Mn_5Si_2$; самородный алюминий и ассоциация металлических сплавов Fe-Ni-Cu-W-Al. Внутри кристаллов выявлены субмикронные включения карбидов Fe, W, Si.

Второй пример вулканогенной алмазосности – эксплозивные продукты базальт-андезитового состава извержения 1988 г. вулкана Ключевского [Силаев и др., 2016]. В этом случае алмазы были обнаружены в частицах природного дюралюминия размером $(220-300) \times (65-120)$ мкм (рис. 5). В таких частицах алмазы

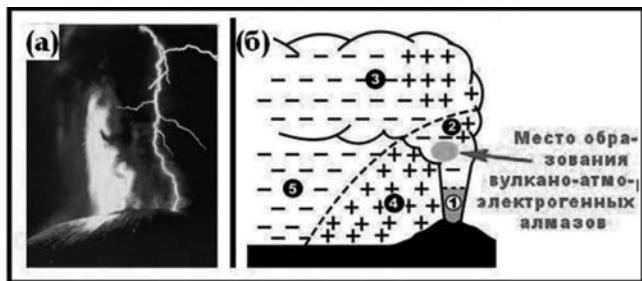


Рис. 6. Пример атмосферической разрядки в формирующийся эруптивный пепло-газовый столб (а) и схема строения зрелого пепло-газового облака – природного химического реактора (б).

Области на схеме: 1 – квазиламинарного истечения пепло-газовых струй; 2 – разрушения квазиламинарного течения; 3 – преимущественно горизонтального растекания пепло-газовой тучи; 4, 5 – осаждения соответственно крупной и мелкой фракций пирокластического материала.

образуют вкрапленность хорошо ограненных кристаллов кубоктаэдрического габитуса размером $(2.5-4) \times (2-3)$ мкм, иногда сдвойникованных. Фазовая диагностика алмазов производилась рентгеновским и КР-спектроскопическим методами. На фоторентгенограмме были зарегистрированы три основных отражения для алмазов (Å): 2.05 (111); 1.26 (220); 1.08 (311). Параметр элементарной ячейки составил 3.57 Å. По ИК-спектроскопическим и фотолюминесцентным свойствам ключевские алмазы тождественны толбачинским.

Следует отметить, что описанные микроалмазы – уже не единственное алмазопоявление на Ключевском вулкане. Недавно в пепловых продуктах его извержения 2021 г. (Прорыв Горшкова) нами были обнаружены два кристалла размером около 500 мкм – зеленоватого цвета, кубоктаэдрического габитуса – фазово диагностированные фоторентгеноструктурным методом.

Обобщение полученных данных приводит к выводу о том, что все алмазы в вулканических эксплозиях по своим кристалломорфологическим и спектроскопическим свойствам практически тождественны, принципиально отличаясь при этом от кимберлитовых алмазов мантийного происхождения. Последнее располагает нас к отнесению такого рода алмазов к особому генетическому типу [Карпов, 2018; Силаев и др., 2015a]. Нахождение охарактеризованных алмазов в рыхлых эксплозивных продуктах извержений вулканов в явной связи с вулканическими

минерализациями приводит к выводу о том, что они являются результатом шок-стимулированной кристаллизации непосредственно в вулканическом пеплогазовом облаке вследствие атмосферных электрических разрядов (рис. 6). На этом основании такого рода алмазы могут быть определены по происхождению как вулкано-эруптивные или вулкано-атмоэлектрогенные².

Следует подчеркнуть, что эффект атмоэлектрогенного образования углеродных фаз в природе вовсе не ограничивается толбачинскими алмазами и парагенетичными им графитом и углеродными минералоидами. Так, в начале 1990-х гг. в США была обнаружена широкая серия фуллеренов от C_{46} до C_{70} , образовавшихся в результате удара молний в кварцевый латит – вулканическую породу среднего состава [Daly et al., 1993], что в настоящее время тоже рассматривается как весьма научно-перспективный геологический, минералогический и кристаллографический феномен [Войтеховский, Степенщиков, 2002].

АЛМАЗЫ В ОЗЕРНОВСКОМ W-Cu-Ag-ЗОЛОТОРУДНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

Озерновское алмазосодержащее вольфрам-медно-серебряно-золоторудное месторождение, не имеющее в настоящее время аналогов нигде в мире, представляет собой гидротермально-измененную андезибазальтовую вулканическую постройку, инъецированную ветвящимися трубообразными телами туффицитов и оруденелых туфобрекчий, на которые наложены актинолит-эпидот-хлоритовые пропилиты и аргиллизиты монтмориллонитового, кремнисто-диккит-монтмориллонитового, диккит-каолинитового состава.

В геолого-структурном отношении месторождение характеризуется трехэтажным строением. *Верхний* структурный этаж (0–300 м) сложен апоандезибазальтовыми смектитовыми аргиллизитами с продуктивными и высокопродуктивными на золото теллуру-селено-висмутовой,

² В 2016 г. в Международную академию авторов научных открытий и изобретений при РАН была подана заявка на научное открытие: Л.П. Аникин, Г.А. Карпов, В.И. Силаев, В.А. Петровский “Внемантийный вулкано-эруптивный (толбачинский) тип алмазообразования, генетически связанный с базальтоидным вулканизмом и обусловленный воздействием электрических разрядов на углеводородосодержащие вулканические газы, выделяющиеся при извержении”.

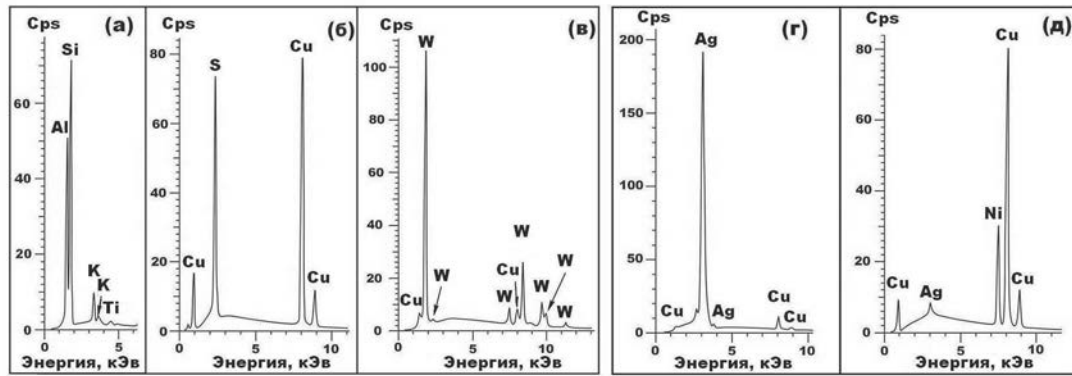


Рис. 7. ЭД-спектры, полученные от микроминералов, ассоциированных с алмазами в Озерновском месторождении.

а – каолинит, б – джирит-спинокопит, в-д – металлические сплавы (в – медно-вольфрамовый, г – медно-серебряный, д – серебряно-никель-медный).

селено-теллуранто-висмутовой и висмут-теллуранто-железооксидной минерализациями. Валовые содержания золота – до 200 г/т, селена – до 1.28 кг/т, теллура – до 10 кг/т. Средний структурный этаж (300–400 м) образован монтмориллонит-диксит-опал-кварцевыми метасоматитами с прожилково-вкрапленными продуктивными на золото сульфидно-селено-медными, теллуранто-селенидо-висмутовыми, медно-мышьяково-сурьмяно-сульфидными минерализациями. В составе нижнего структурного этажа (400–500 м) выделяются уплощенно-трубчатые эруптивные тела апоандезибазальтовых нонтронит-монтмориллонитовых аргиллизитов с рассеянно-вкрапленной кварцево-железо-сульфидной минерализацией и стяжениями (“бобовинами”) по составу – никель-медно-серебряно-вольфрамовыми с алмазами. В алмазосодержащих “бобовинах”, кроме алмаза, рентгеновским и рентгеноспектральными методами диагностированы кварц, квансонгит, пирит и каолинит.

Квансонгит (d, Å): 2.84 (001); 2.52 (100); 1.883 (101); 1.453 (110); 1.419 (002); 1.293 (111); 1.258 (200); 1.230 (102); 1.151 (201); 1.015 (112); 0.951 (210); 0.946 (003); 0.942 (202); 0.902 (211). Параметры э. я. (Å): a_0 (Å) = 2.9062 ± 0.0001 ; c_0 = 2.8878 ± 0.0002 Å. Состав – $W_{1-1.1}C$. Следует напомнить, что квансонгит как минеральный вид был открыт сравнительно недавно и именно в ассоциации с алмазом [Fang et al., 2009]. В нашем случае в сростаниях с квансонгитом выявлен не только алмаз, но и графит.

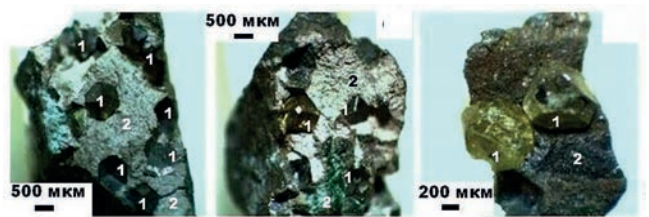


Рис. 8. Сростания алмазов (1) с квансонгитом и поликомпонентными металлическими сплавами (2) в “бобовинах” из Озерновского месторождения.

Пирит: 3.12 (111); 2.71 (200); 2.42 (210); 2.21 (211); 2.21 (211); 1.914 (220); 1.633 (311).

Каолинит: 7.14–7.18 (001); 3.58–3.59 (002). Состав – $(Al_{3.29-3.67}Fe_{0.07-0.12}Mg_{0.21-0.59})_{3.95-4}[Si_4O_{10}(OH)_{6.82-6.97}]$ (рис. 7а).

Кроме этих минералов в составе туфобрекчий методом рентгеноспектрального микрозондового анализа установлены медно-халькозиновые твердые растворы состава $(0.95-0.98)Cu_2S + (0.02-0.05)Cu$ (см. рис. 7б); вольфраматы состава $(Cu_{0.55-0.66}Ni_{0.23-0.45}Ag_{0-0.11})[WO_4]$; поликомпонентные металлические сплавы: медно-вольфрамовые – $W_{0.98-1}Cu_{0-0.02}$, вольфрам-медно-серебряные – $Ag_{0.83-0.9}W_{0-0.11}Cu_{0-0.14}$, вольфрам-никель-медные – $Cu_{0.72-0.78}Ni_{0.22-0.27}Ag_{0-0.02}W_{0-0.01}$ (см. рис. 7в, 7г, 7д).

Алмазы в Озерновском месторождении находятся в тесных сростаниях непосредственно с квансонгитом и вышеупомянутыми металлическими сплавами (рис. 8). Представлены желтовато-зеленоватыми и зелеными плоскогранными кристаллами кубоктаэдрического габитуса с массой ямок и каверн разного

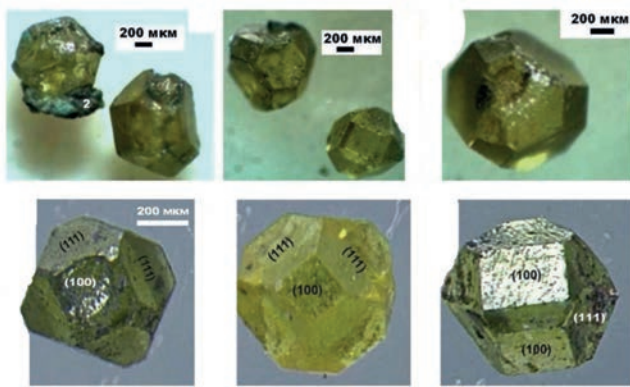


Рис. 9. Габитус алмазных кристаллов в Озерновском месторождении.

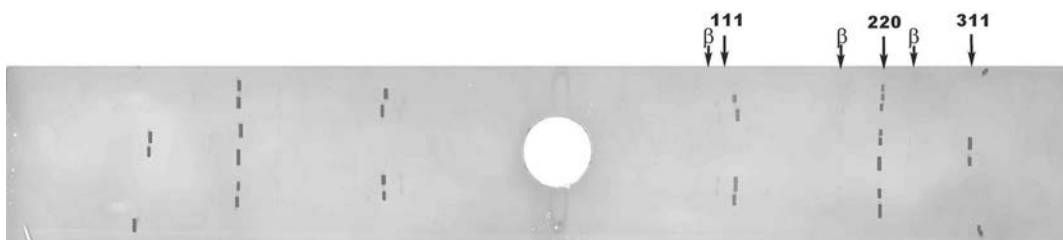


Рис. 10. Фоторентгенограмма алмаза из Озерновского месторождения. Зарегистрированы основные отражения в структуре алмаза (d , Å): 2.051–2.052 (111); 1.255–1.26 (220); 1.073 (311); параметр э. я. $a_0 = 3.5592 \pm 0.0002$ Å.

происхождения – ростового, механического, результат локального растворения (рис. 9). По размеру они в 2–2.5 раза крупнее толбачинских: $(952 \pm 381) \times (911 \pm 365) \times (867 \pm 357)$ мкм.

Фазовая диагностика озерновских алмазов осуществлялась фоторентгеновским (рис. 10) и КР-спектроскопическим методами. В рамановских спектрах была зарегистрирована узкая интенсивная “алмазная” линия при 1332 см^{-1} . В спектрах ИК-поглощения (рис. 11а) в однофонной области наблюдаются две линии от С-центров – более интенсивная при 1130 и значительно менее интенсивная при 1344 см^{-1} . Зарегистрирована также линия при 1288 см^{-1} , отвечающая ионам азота в положительном зарядовом состоянии, и две линии при 3107 и 3237 см^{-1} , которые приписываются водородным дефектам. Линий, соответствующих азотным В1-дефектам не обнаружено. Валовая концентрация структурного азота в форме С-дефектов оценивается в 100 ppm, кроме того, выявлена незначительная (до 5 ppm) концентрация А-дефектов. В спектрах фотолюминесценции (см. рис. 11б) зарегистрированы полосы центров NV^- . Зеленая окраска озерновских алмазов

тоже может указывать на присутствие в них никелевых парамагнитных центров (полоса ФЛ с максимумом при $700\text{--}715 \text{ нм}$).

На поверхности озерновских алмазов выявлены многочисленные примазки минералов (рис. 12, 13), характерных для вмещающей вольфрамовой руды: квансонгит; самородный вольфрам; сульфиды системы халькозин–аргентит – джирит $\text{Cu}_{1.65}\text{S}$; джарлеит серебросодержащий $(\text{Cu}_{1.93}\text{Ag}_{0.02})_{1.95}\text{S}$; джирит серебросодержащий $(\text{Cu}_{1.57\text{--}1.58}\text{Ag}_{0.03\text{--}0.05})_{1.6\text{--}1.63}\text{S}$; джирит-спинокопит серебросодержащий $(\text{Cu}_{1.26\text{--}1.93}\text{Ag}_{0\text{--}0.15})_{1.41\text{--}1.95}\text{S}$;

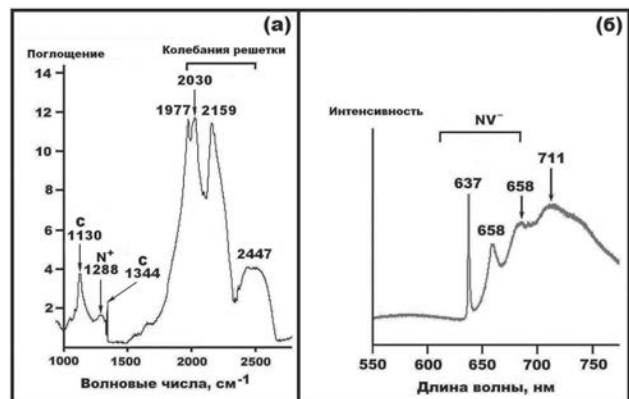


Рис. 11. Спектры ИК-поглощения (а) и фотолюминесценции (б) алмазов в Озерновском месторождении.

минералы ряда джарлеит-аргентит $(\text{Cu}_{0.88\text{--}1.3}\text{Ag}_{0.46\text{--}0.93}\text{Ni}_{0.03\text{--}0.11})_{1.84\text{--}1.87}\text{S}$. Особый интерес представляют поликомпонентные металлические сплавы: медно-вольфрамовые – $\text{W}_{0.59\text{--}0.95}\text{Cu}_{0\text{--}0.33}\text{Ag}_{0\text{--}0.1}\text{Ni}_{0\text{--}0.05}\text{Ti}_{0\text{--}0.11}\text{S}_{0\text{--}0.14}$; медно-серебряно-вольфрамовые – $\text{W}_{0.11\text{--}0.72}\text{Cu}_{0.09\text{--}0.53}\text{Ag}_{0.01\text{--}0.65}\text{Ni}_{0\text{--}0.19}\text{Ti}_{0\text{--}0.09}\text{Fe}_{0\text{--}0.02}\text{S}_{0\text{--}0.24}$; медно-титано-вольфрамовые – $\text{W}_{0.44\text{--}0.53}\text{Ti}_{0.31\text{--}0.47}\text{Cu}_{0.03\text{--}0.13}\text{Ni}_{0.02\text{--}0.03}\text{S}_{0\text{--}0.02}$; вольфрам-медно-се-

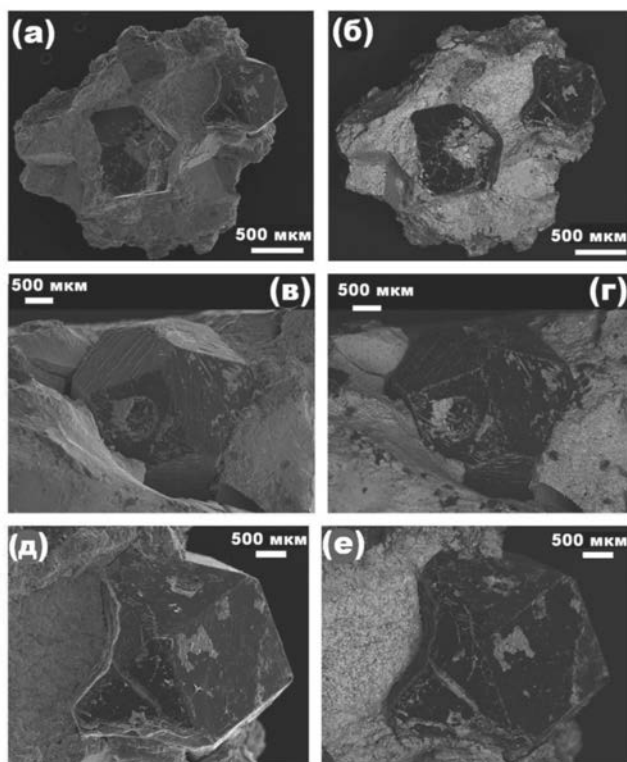


Рис. 12. Включения алмазов с ксеноминеральными пленками на поверхности (светлое) в квансонгит-самороднометаллической массе. СЭМ-изображения в режимах вторичных (а, в, д) и упруго-отраженных (б, г, е) электронов.

в самой руде выявлены три вида сплавов — медно-вольфрамовый, вольфрам-медно-серебряный и вольфрам-никель-медный, то в составе поверхностных пленок к этим трем добавляются еще два вида — медно-серебряно-вольфрамовый и медно-титано-вольфрамовый.

Обобщение полученных данных приводит к выводу, что алмазы в Озерновском месторождении тоже могут быть выделены в особый генетический тип — взрыво-туффизитовый, с которым мы уже имели дело на Енисейском кряже [Силаев и др., 2017].

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ АЛМАЗНОГО УГЛЕРОДА И ЕГО ПЕРВОИСТОЧНИКИ

Один из фундаментальных критериев происхождения алмазов — изотопный состав в них углерода. Современные данные приводят к выводу о том, что первоисточником углерода в природных алмазах являются, прежде всего, углеродсодержащие газы — метан с наиболее изотопно-легким углеродом, угарный газ с изотопно-промежуточным и углекислый газ с наиболее изотопно-тяжелым углеродом. В соответствии с этим по предложению академика Э.М. Галимова [1984] алмазы и парагенетич-

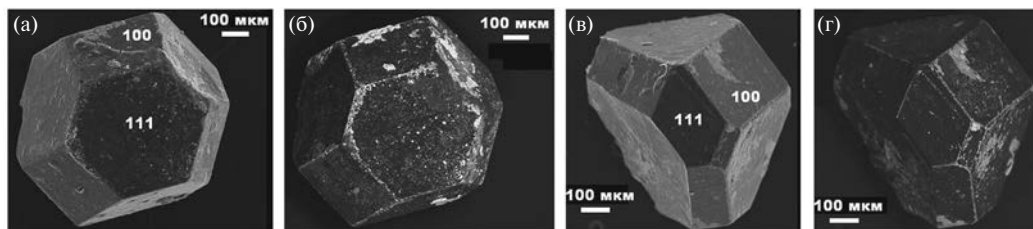


Рис. 13. Монокристаллы озерновских алмазов с ксеноминеральными пленками (светлое) на поверхности. СЭМ-изображения в режимах вторичных (а, в) и упруго-отраженных (б, г) электронов.

ребряные — $Ag_{0.57-0.72}W_{0.04-0.26}Cu_{0.07-0.32}S_{0-0.01}$;
 вольфрам-никель-медные — $Cu_{0.81-0.82}W_{0.02-0.12}$
 $Ag_{0-0.06}Ni_{0.01-0.21}S_{0-0.02}$.

Сравнительный анализ показал, что выявленные на поверхности озерновских алмазов ксеноминеральные пленки по фазовому составу в принципе тождественны вмещающей алмазы вольфрамовой руде, несколько отличаясь от нее лишь более сложным составом минералов. Это особенно видно на примере поликомпонентных металлических сплавов (рис. 14). Так, если

ные им углеродные вещества подразделяются на три изотопных типа — “метановый”, “угарногазовый” и “углекислогазовый”.

Полученные нами данные [Силаев и др., 2015а, 2019; Галимов и др., 2016] (рис. 15) показывают, что вулcano-атмоэлектрогенные алмазы по изотопному составу углерода практически тождественны разнообразному по формам проявления аутигенному углеродному веществу в взрывных продуктах вулканизма. Во всех этих формах, включая вулcanoгенные алмазы,

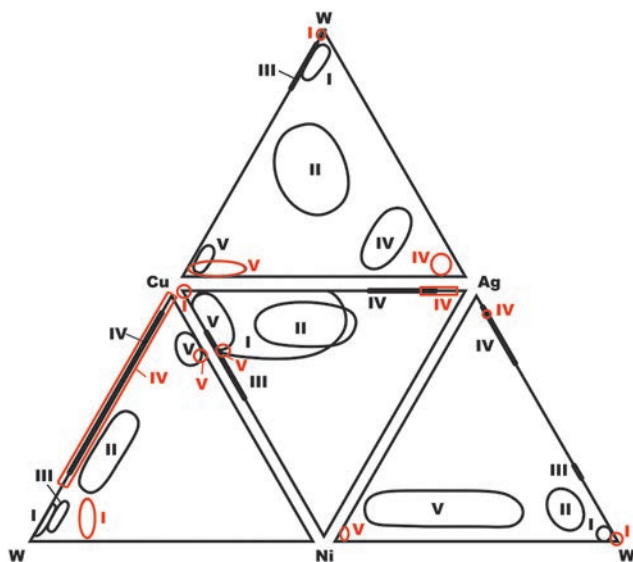


Рис. 14. Тетраэдрическая развертка составов поликомпонентных металлических сплавов в интерстициях (красные поля) и на поверхности озерновских алмазов.

Сплавы: I – медно-вольфрамовые, II – медно-серебряно-вольфрамовые, III – медно-титан-вольфрамовые, IV – вольфрам-медно-серебряные, V – вольфрам-никель-медные.

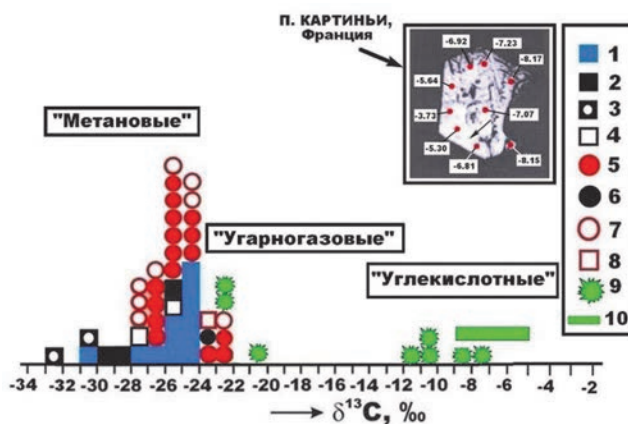


Рис. 15. Изотопный состав углерода в алмазах и других углеродных фазах вулканогенного происхождения.

1–8 – взрывные продукты извержений камчатских вулканов: углеродное вещество (УВ), дисперсно-рассеянное в вулканиках (1), частицы шунгитоподобного УВ (2), парафиноподобное УВ (3), частицы самородного алюминия с включениями УВ (4), вулcano-атмоэлектрогенные алмазы (5), диуглеродные глобулы (6), карбиды (7), УВ в фумароле “Ядовитой” на вулкане Толбачинском (8); 9, 10 – озерновские алмазы, соответственно, данные авторов и лаборатории П. Картины (на врезке).

значения изотопного коэффициента $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ варьируются в пределах от -33 до -22% , образуя статистическую моду в интервале $-26\text{...}-24\%$. Следовательно, изученные нами вулканогенные алмазы по первоисточнику углерода могут быть отнесены практически нацело к “метановым”. Изотопный коэффициент примесного азота в этих же алмазах колеблется в пределах $\delta^{15}\text{N}_{\text{Air}} = -2.58\text{...}-2.32\%$ [Галимов и др., 2020], что вполне соответствует природным алмазам [Cartigny, 2005; Силаев и др., 2012].

Озерновские алмазы по результатам анализа четырех кристаллов подразделяются на две углерод-изотопные популяции: 1) относительно изотопно-легкую – “угарногазовую” с $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = -23\text{...}-20\%$; 2) относительно изотопно-тяжелую – “углекислогазовую” с $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = -12\text{...}-7\%$. Последние значения хорошо согласуются с результатом локального анализа единичного озерновского алмаза, проведенного С.Н. Шилобреевой в лаборатории П. Картины в Институте физики земного шара (Франция) – $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = -6.56 \pm 1.43\%$ (см. рис. 15, врезка)³.

³ Получение этих данных обеспечила С.Н. Шилобреева (Институт геохимии и аналитической химии РАН).

ПРОИСХОЖДЕНИЕ АЛМАЗОВ И РТ-УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

Полученные результаты комплексных минералого-геохимических исследований приводят к выводу о том, что камчатские алмазы, отнесенные нами к вулcano-эруптивному (вулcano-атмоэлектрогенному) и взрывно-туффизитовому генетическим типам, кристалломорфологически и спектроскопически тождественны. Они характеризуются “немантийным” кубоктаэдрическим габитусом, немалой валовой азотностью (100–150 ppm), но при этом совершенно не агрегированным состоянием азотных дефектов, что принципиально отличает камчатские алмазы от собственно мантийных аналогов (рис. 16).

В рамках международной физической классификации такие алмазы относят к типу Ib, встречаемость которого среди природных алмазов оценивается в первые %. Тем не менее, к настоящему времени аналогичные камчатским по кристалломорфологии и степени агрегации азотных дефектов алмазы установлены во многих неархонных геологических объектах: в Кумдыкольском “метаморфогенном”

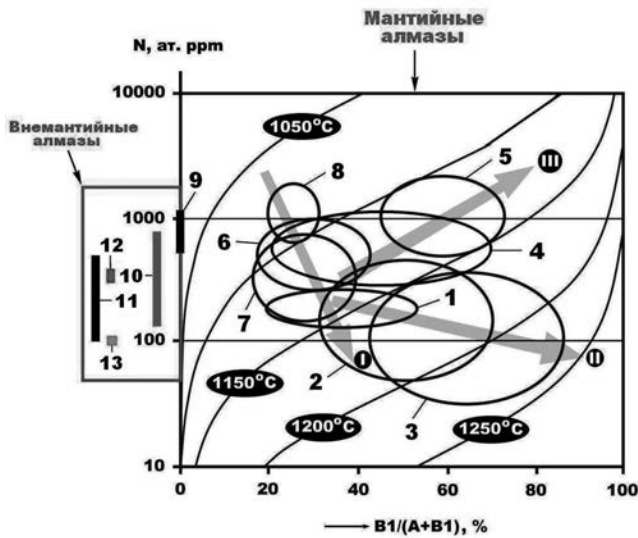


Рис. 16. Генеральная диаграмма азотных дефектов в природных алмазах, отражающая корреляцию степени агрегации в них азотных структурных дефектов с температурой посткристаллизационного отжига. 1–8 – алмазы, претерпевшие мантийный отжиг: 1 – кимберлитовые, Южная Африка (1), 2, 3 – бразильские монокристалльные и микрополикристаллические (карбонадо) провинции, соответственно Минас-Жерайс (2) и Жуина (3), 4, 5 – туффизитовые, соответственно тиманские (4) и североуральские (5), 6 – кимберлитовые, Восточная Сибирь (Якутия), 7 – кимберлитовые, Украина, 8 – кимберлитовые, Архангельская субпровинция; 9–13 – алмазы без признаков мантийного отжига: 9 – из Кумдыкольского месторождения, Северный Казахстан, 10 – камчатские вулcano-атмоэлектрогенные, 11 – из хромитов офиолитового массива Луобуза, Южный Тибет, 12 – из Енисейского кряжа, 13 – камчатские из Озерновского месторождения.

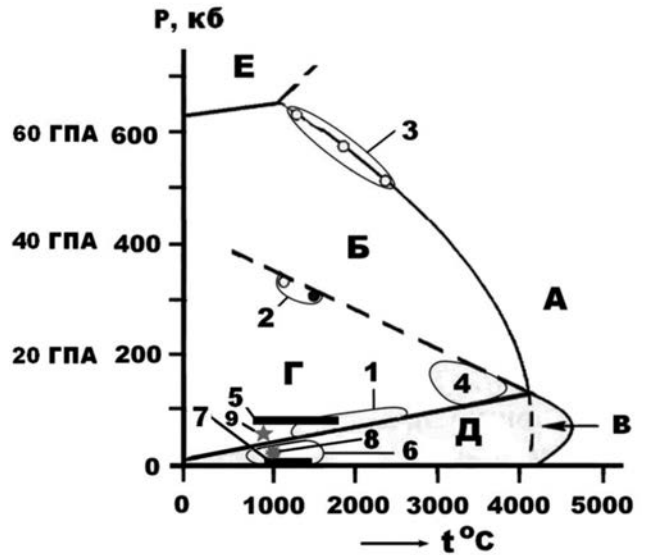


Рис. 18. Диаграмма фазовых состояний углерода, по Ф.П. Банди [Bundy et al., 1963]. Области фазовых состояний углерода: А – расплав, Б – стабильный алмаз, В – стабильный графит, Г – сосуществование стабильного алмаза и неустойчивого графита, Д – сосуществование стабильного графита и неустойчивого алмаза, Е – металлический углерод. Области синтеза алмазов: 1 – в металлических расплавах, 2 – в результате прямого перехода графита в алмаз при воздействии ударных волн, 3 – за счет углерода карбонатов, 4 – в результате гидролиза галогенидов щелочных металлов, 5 – за счет углеродных наночастиц, 6 – CVD-алмазы и алмазные пленки на алмазных затравках, 7 – алмазы, получаемые путем химического напыления, 8 – вулcano-атмоэлектрогенные алмазы; 9 – алмазы взрывно-туффизитового генетического типа из месторождения Озерновского.

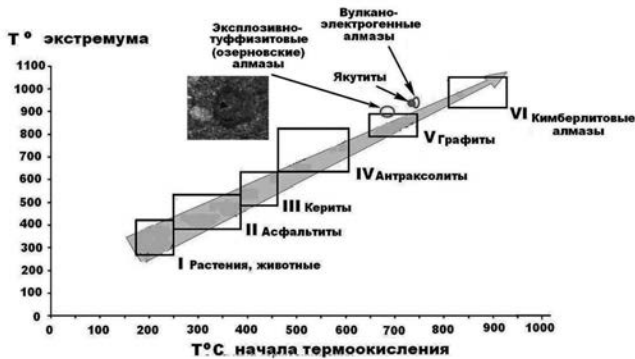


Рис. 17. Диаграмма термической устойчивости – “Лестница сгорания” [Силаев и др., 2009] – природных углеродных веществ, на фото – результат выгорания алмаза в рудах Озерновского месторождения.

Dobrzhinetskaya et al., 2022], коматиитах [Гаранин, 2017], в туффизитоподобных породах на Енисейском Кряже [Силаев и др., 2017] и др. Все это указывает на достаточно устойчивое воспроизводство в природе не только мантийных, но и внемантейных алмазов.

Определяя камчатские алмазы по происхождению как внемантейные, следует, хотя бы гипотетически, оценить *PT*-условия их образования. В отношении вулcano-атмоэлектрогенных алмазов необходимые *PT*-условия могут быть обеспечены термодинамикой электрического разряда: $P = 2–3$ ГПа, $T = 900–1000^\circ\text{C}$ [Земцов и др., 1976; Руленко и др., 1978]. Приведенные данные хорошо согласуются с данными по температуре выгорания толбачинских алмазов, которое начинается при $750–800^\circ\text{C}$, а заканчивается при $900–950^\circ\text{C}$ (рис. 17). В случае

месторождении [Лаврова и др., 1999], офиолитах [Howell et al., 2015; Геворкьян, 2013;

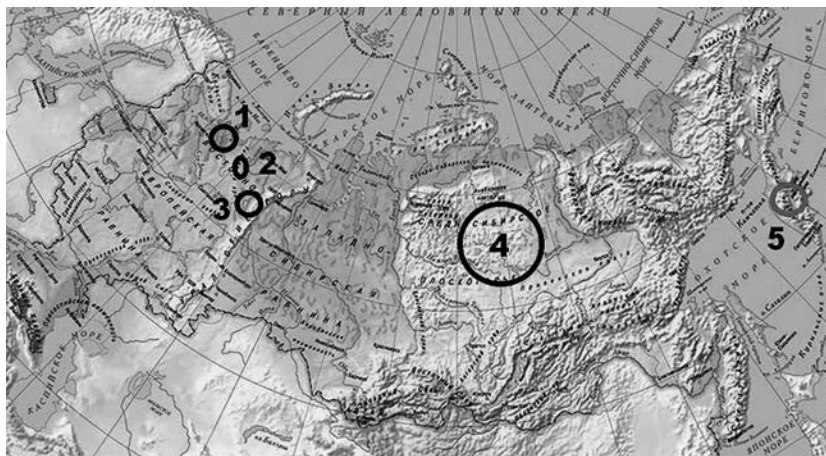


Рис. 19. Алмазоносные провинции России.

1–3 – Восточно-Европейская с Архангельской (1), Тиманской (2) и Северо-Уральской (3) субпровинциями мантийных кимберлитовых и туффизитовых алмазов; 4 – Восточно-Сибирская (Якутская) мантийных кимберлитовых алмазов; 5 – ранее неизвестная Камчатская провинция внемантийных вулcano-атмоэлектрогенных и explosивно-туффизитовых алмазов.

озерновских алмазов начало выгорания приходится на температуру примерно 700°C , а заканчивается при температуре ниже 900°C . Из этого следует, что озерновские алмазы несколько уступают по температуре образования вулcano-атмоэлектрогенным алмазам, что подтверждается выявленными в алмазосодержащих вольфрамовых рудах псевдоморфозами выгорания алмазов (см. рис. 17, фото), образовавшимися, по оценкам геологов, при температуре около 1000°C . Что касается давления, то для озерновских алмазов его можно оценить по эффекту микроударных волн, возникающих при кавитации (идея академика Э.М. Галимова), в примерно 5 ГПа.

Приведенные выше оценки *PT*-условий образования камчатских алмазов позволяют определить их положение на *PT*-диаграмме фазовых состояний углерода. Согласно диаграмме на рис. 18, камчатские алмазы вулcano-атмоэлектрогенного генетического типа по гипотетическим *PT*-параметрам кристаллизации отвечают области сосуществования метастабильного алмаза и стабильного графита, сближаясь с CVD-алмазам, образующимися в результате химического осаждения из газовой фазы. Следует отметить, что такой механизм для образования камчатских вулcanoгенных алмазов уже выдвигался [Kaminsky et al., 2019]. Алмазы explosивно-туффизитового типа в Озерновском месторождении по гипотетическим *PT*-параметрам кристаллизации

соответствуют области сосуществования стабильного алмаза и метастабильного графита, сближаясь с алмазами, образующимися за счет углеродных наночастиц.

Сделанное заключение о вероятности образования в условиях вулcano-атмоэлектрогенного и explosивно-туффизитового минералообразования как минимум биполиморфного (алмаз + графит) углеродного парагенезиса в рассмотренных продуктах вполне согласуется с экспериментальными данными. Так, установлено, что в области стабильного алмаза в условиях умеренных давлений и температурах ниже 1500°C практически неизбежно образуются обе модификации [Корсаков, Шацкий, 2004].

Завершая эту тему, следует напомнить, что к настоящему времени запатентовано как минимум четыре способа получения алмазов в условиях, примерно соответствующих предполагаемым условиям образования внемантийных генетических типов камчатских алмазов. К числу соответствующих патентов относятся следующие: 1) *патент Франции* № 1367388 (1964 г.): способ получения “алмазной сыпучки” путем сильного электрического разряда в смесь углеродных газов [Дерягин, Федосеев, 1977]; 2) *патент РФ* № 2042614 (1995 г.): способ синтеза алмазов путем воздействия на неалмазные модификации углерода давлений и температур, соответствующих области метастабильного существования алмаза (В.С. Ларин,

Л.Е. Николаева, С.А. Чуриной); 3) *патент РФ* № 2068391 (1996 г.): способ синтеза алмаза путем воздействия на графит импульса лазерного излучения при давлении 40 ГПа и температуре около 600°C (В.Н. Ванин); 4) *патент РФ* № 2371384 (2009 г.): способ синтеза алмазов путем воздействия импульсом лазерного излучения на нефтяную пленку (О.Б. Котова, А.П. Петраков, Е.М. Тропников); 5) *патент РФ* № 2586140 (2015 г.): химический способ получения искусственных алмазов (Л.А. Елшина, Р.В. Мурадымов, А.Н. Елшин). То есть можно констатировать, что в рассматриваемом случае мы имеем дело с редчайшей ситуацией, когда сначала были изобретены и реализованы практически методы получения внемантейных алмазов и только потом такие алмазы были обнаружены непосредственно в природе.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования привели к выявлению на Камчатке двух новых генетических типов алмазов, образовавшихся во внемантейных условиях, на что указывают, прежде всего, кубоктаэдрический габитус их кристаллов и отсутствие в них признаков мантийного посткристаллизационного отжига с образованием агрегированных азотных дефектов [Силаев и др., 2023б]. Первый из этих типов определяется нами как *вулcano-атмосферогенный*, образующийся непосредственно в вулканическом пепло-газовом облаке за счет глубинного метана в результате атмосферных электрических разрядов. Второй генетический тип алмазов, образовавшийся в среде магматогенно-пневматолито-гидротермального рудного месторождения, мы предлагаем назвать *эксплозивно-туффизитовым*.

Открытие на Камчатке новых генетических типов алмазов подтверждает вывод В.К. Гаранина [2017] о полигенности и дискретности природного алмазообразования. Очевидно, что новые факты и новые идеи сулят нам новые открытия. В частности, уже в настоящее время можно констатировать обнаружение в России ранее неизвестной Камчатской промышленно-перспективной алмазоносной провинции (рис. 19), перспективы которой с учетом оцененных ресурсов Озерновского месторождения и благодаря многочисленности практически

непрерывно возобновляющихся вулканических источников можно оценивать достаточно высоко.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят Светлану Юрьевну Янсон (зам. директора Междисциплинарного образовательного ресурсного центра микроскопии и микроанализа при Санкт-Петербургском университете) за предоставление образцов для исследований и кандидата геол.- мин. наук С.Н. Шилобрееву (ГЕОХИ РАН) – за помощь в исследованиях.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

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

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена за счет НИР ИВиС ДВО РАН по теме № 0282-2019-0008.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аникин Л.П., Силаев В.И., Чубаров В.М. и др.* Алмаз и другие акцессорные минералы в продуктах извержения 2008–2009 г. Корякского вулкана (Камчатка) // Вестник Коми НЦ УрО РАН. 2018. № 2. С. 18–27.
- Аникин Л.П., Чубаров В.М., Еремина Т.С. и др.* Акцессорные минералы и новая находка алмазов в базальтах вулкана Плоский Толбачик, Камчатка // Материалы ежегодной конференции, посвященной Дню вулканолога: “Вулканизм и связанные с ним процессы”. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2015. С. 214–222.
- Бабич Ю.В.* Особенности объемного распределения азотных дефектов в синтетических монокристаллах алмаза, полученных при низкотермических условиях роста // Вестник Отделения наук о Земле РАН. 2006. № 1. С. 1–2.
- Байков А.И., Аникин Л.П., Дунин-Барковский Р.Л.* Находки карбонадо в вулканах Камчатки // Докл. РАН. 1995. Т. 343. № 1. С. 72–74.
- Бескрованов В.В.* Онтогенез алмаза // Наука и техника в Якутии. 2012. № 1(22). С. 89–92.
- Войтеховский Ю.Л., Степенщиков Д.Г.* Фуллерены C20–C60: каталог комбинаторных типов и точечных групп симметрии. Апатиты: Изд-во ЗАО “КаЭМ”, 2002. 55 с.

- Галимов Э.М.* Вариации изотопного состава алмазов и связь их с условиями алмазообразования // *Геохимия*. 1984. № 8. С. 1091–1117.
- Галимов Э.М., Каминский Ф.В., Карнов Г.А. и др.* Об особенностях состава и о природе вулканогенных алмазов // *Геология и геофизика*. 2020. Т. 66. № 10. С. 1303–1315.
- Галимов Э.М., Карнов Г.А., Севастьянов В.С. и др.* Алмазы в продуктах извержения вулкана Толбачик (Камчатка 2012–2013 гг.) и механизм их образования // *Геохимия*. 2016. № 10. С. 868–872.
- Гаранин В.К.* Полигенность и дискретность – фундаментальные основы генезиса природного алмаза // *Проблемы минерации, экономической геологии и минеральных ресурсов: Смирновский сборник* – 2017. М.: Макс-Пресс, 2017. С. 88–129.
- Геворкян М.Р.* Ювелирные камни-самоцветы Присеванского офиолитового пояса // *J. Sib. Fed. University. Engineering and Technologies*. 2013. № 7. Р. 761–768.
- Гордеев Е.И., Карнов Г.А., Аникин Л.П. и др.* Алмазы в лавах Трещинного Толбачинского извержения на Камчатке // *Докл. РАН*. 2014. Т. 454. № 2. С. 204–206.
- Гордеев Е.И., Силаев В.И., Карнов Г.А. и др.* Об открытии и природе алмазов в вулканогенных породах Камчатки // *Вестник Пермского гос. университета. Геология*. 2019. Т. 18. № 4. С. 307–331.
- Горшков А.И., Селиверстов В.А., Байков А.И. и др.* Кристаллохимия и генезис карбонадо из меланократовых базальтоидов вулкана Авача на Камчатке // *Геология рудных месторождений*. 1995. Т. 37. № 1. С. 54–66.
- Дёмин А.Г.* Озерновское месторождение как новый перспективный рудный объект Центральной Камчатки с комплексными рудами на золото, вольфрам, серебро и медь (своеобразие геологического строения, рудный потенциал, стратегия и методика изучения) // *Золото и технологии*. 2015. № 1. С. 100–106.
- Дёмин А.Г.* Особенности рудообразования с активным участием вулканического (первичного) и регенерированного газов и разнообразие минерально-сырьевого потенциала ряда молодых вулканогенно-гидротермальных месторождений активных вулканических поясов (на примере Озерновского золоторудного месторождений) // *Региональное освоение недр*. 2018. № 6. С. 20–42.
- Дерягин Б.В., Федосеев Д.В.* Рост алмазов и графита из газовой фазы. М.: Наука, 1977. 116 с.
- Дунин-Барковский Р.Л., Аникин Л.П., Васильев Г.Ф.* Алмазы Камчатки // *Горный вестник Камчатки*. 2013. № 26. С. 57–61.
- Земцов А.Н., Тронь А.А., Мархинин Е.К.* Об электрических разрядах в пепловых тучах, возникающих при вулканических извержениях // *Бюлл. вулканол. станций*. 1976. № 52. С. 19–23.
- Каминский Ф.В., Патока М.Г., Шеймович В.С.* О геолого-тектоническом положении алмазоносных базальтов Камчатки // *Докл. АН СССР*. 1979. Т. 246. № 3. С. 679–682.
- Карнов Г.А.* Открытие на Камчатке нового типа вулканогенного алмазообразования // *Материалы XXXIV Крашенинниковских чтений: “Всеобщее богатство человеческих познаний”*. Петропавловск-Камчатский: Минкультуры Камчатского края, 2018. С. 283–284.
- Карнов Г.А., Аникин Л.П., Флеров Г.Б. и др.* Минералогическо-петрографические особенности алмазодержащих продуктов Толбачинского трещинного извержения 2013–2013 гг. // *Материалы ежегодной научной конференции, посвященной Дню вулканолога: “Вулканизм и связанные с ним процессы”*. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2014а. С. 283–288.
- Карнов Г.А., Силаев В.И., Аникин Л.П. и др.* Эксплозивная минерализация ТТИ–50 // *Толбачинское трещинное извержение 2012–2013 гг.* Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2017. С. 241–255.
- Карнов Г.А., Силаев В.И., Аникин Л.П. и др.* Алмазы и сопутствующие минералы в продуктах Толбачинского трещинного извержения 2012–2013 гг. // *Вулканология и сейсмология*. 2014б. № 6. С. 3–20.
- Корсаков А.В., Шацкий В.С.* Механизм образования алмазов в графитовых “рубашках” в метаморфических породах сверхвысоких давлений // *Докл. РАН*. 2004. Т. 399. № 2. С. 232–235.
- Кутыев Ф.Ш., Кутыева Г.В.* Алмазы в базальтоидах Камчатки // *Докл. АН СССР*. 1975. Т. 221. № 1. С. 183–186.
- Лаврова Л.Д., Печников А.М., Плешаков А.М. и др.* Новый генетический тип алмазных месторождений. М.: Научный мир, 1999. 221 с.
- Минеева Р.М., Сперанский А.В., Титков С.В., Бершов Л.В.* Новый парамагнитный центр в аомазах // *Докл. РАН*. 1994. Т. 334. № 6. С. 755–758.
- Ракин В.И., Пискунова Н.Н.* Морфология искусственных алмазов // *Известия Коми НЦ УрО РАН*. 2012. Вып. 3(11). С. 61–67.
- Руленко О.П., Токарев П.И.* Атмосферно-электрические эффекты Большого трещинного Толбачинского извержения в июне–сентябре 1975 года // *Бюлл. вулканол. станций*. 1978. № 56. С. 96–102.
- Силаев В.И., Аникин Л.П., Карнов Г.А., Хазов А.Ф.* Толбачинские алмазы (ТТИ-50, Камчатка) – новое доказательство вулканогенной природы // *Вестник геонаук*. 2023а. № 2. С. 17.

- Силаев В.И., Вергасова Л.П., Васильев Е.А. и др.* Микропарагенезис алмаза и самородного алюминия в продуктах современного вулканизма // Вулканология и сейсмология. 2016. № 6. С. 71–77.
- Силаев В.И., Карпов Г.А., Аникин Л.П. и др.* Минерально-фазовый парагенезис в эксплозивных продуктах современных извержений вулканов Камчатки и Курил. Часть I. Алмазы, углеродные фазы, конденсированные органоиды // Вулканология и сейсмология. 2019. № 5. С. 54–67.
- Силаев В.И., Карпов Г.А., Аникин Л.П. и др.* Внемантийные генетические типы алмаза и перспективы камчатской алмазоносной провинции России // Материалы XVI Международной научно-практической конференции: “Новые идеи в науках о Земле”. М.: Изд-во “Российский государственный геологоразведочный университет им. Серго Орджоникидзе”, 2023б. Т. 2. С. 159–162.
- Силаев В.И., Карпов Г.А., Петровский В.А. и др.* Толбачинский углеродно-алмазный феномен и проблемы некимберлитовой алмазоносности // Труды XX Международной научно-технической конференции: “Высокие технологии России”. М.: Изд-во МГТУ им. Н.Э. Баумана, 2015а. С. 87–102.
- Силаев В.И., Карпов Г.А., Ракин В.И. и др.* Алмазы в продуктах Трещинного Толбачинского извержения 2012–2013, Камчатка // Вестник Пермского университета. Геология. 2015б. № 1. С. 6–27.
- Силаев В.И., Кузьмин И.А., Колямкин В.М. и др.* Туффизитовые алмазы на Енисейском Кряже // Вестник Пермского университета. Геология. 2017. Т. 16. № 4. С. 304–329.
- Силаев В.И., Ковалева О.В., Меньшикова Е.А., Петровский В.А.* “Лестница сгорания” Шарля Жерара, или шкала термической устойчивости углеродистых веществ // Материалы III Российского совещания по органической минералогии. Сыктывкар: Геопринт, 2009. С. 42–47.
- Силаев В.И., Смолева И.В., Антошкина А.И., Чайковский И.И.* Опыт сопряженного анализа изотопного состава углерода и азота в углеродистых веществах разного происхождения // Материалы Научных чтений памяти П.Н. Чирвинского: “Проблемы минералогии, петрографии и металлогении”. Вып. 15. Пермь: Пермский университет, 2012. С. 342–366.
- Третьякова Л.И.* Примесно-дефектные центры и включения в алмазах как свидетельства космогенно-импактнометаморфогенно-метасоматической истории их генезиса // Материалы минералогического семинара с международным участием (Юшкинские чтения – 2016): “Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии”. Сыктывкар: Геопринт, 2016. С. 119–111.
- Шило Н.А., Каминский Ф.В., Лаврова Л.Д. и др.* Первая находка алмазов в ультрамафитах Камчатки // Докл. АН СССР. 1979. Т. 248. № 5. С. 1211–1214.
- Bundy F.P.* Direct conversion of graphite to diamond in static pressure apparatus // J. of Chemical Physics. 1963. V. 38. № 3. P. 618–623.
- Cartigny P.* Stable Isotopes and the Origin of Diamond // Elemenths. 2005. V. 1. P. 79–84.
- Daly T.K., Buseck P.R., Williams P., Lewis Ch.F.* Fullerenes from a fulgurite // Science. 1993. V. 259. P. 1599–1601.
- Dobrzhinetskaya L.F., O’Barnon E., Sumino H.* Non-cratonic Diamonds from UHP Metamorphic Terranes, Ophiolites and Volcanic Sources // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2022. V. 88(1). P. 191–255.
- Fang Q., Bai W., Yang J. et al.* Qusongite (WC): a new mineral // Amer. Mineral. 2009. V. 94. P. 387–390.
- Galimov E.M., Kaminsky F.V., Shilobreeva S.N. et al.* Enigmatic diamonds the Tolbachic Volcano, Kamchatka // Amer. Mineral. 2020. V. 105. № 4. P. 498–609.
- Hartman P., Perdok W.G.* On the relation between Structure and morphology of crystal. I // Acta Crystallography. 1955a. V. 8. P. 49–52.
- Hartman P., Perdok W.G.* On the relation between Structure and morphology of crystal. II // Acta Crystallography. 1955b. V. 8. P. 525–529.
- Howell D., Griffin W.L., Yang J. et al.* Diamonds in ophiolites or a New diamond growth environment? // Earth and Planet. Sci. Lett. 2015. V. 430. P. 284–295.
- Kaminsky F.V., Wirth R., Anikin L.P., Moralis L., Schreiber A.* Carbonade-like diamond from the Avacha active volcano in Kamchatka, Russia // Litos. 2016. V. 265. P. 222–236.
- Kaminsky F.V., Wirth R., Anikin L.P., Schreiber A.* “Kamchatite” diamond aggregate from northern Kamchatka, Russia: New find of diamond formed by gas phase condensation or chemical vapor deposition // Amer. Mineral. 2019. V. 104. № 1. P. 140–149.

Extra-mantle Genetic Types of Diamond and Prospects for the Kamchatka Diamond-bearing Province of Russia

V. I. Silaev¹, *, G. A. Karpov², **, A. G. Demin³, L. P. Anikin²,
L. P. Vergasova², V. N. Filippov¹, I. V. Smoleva¹, E. A. Vasiliev⁴,
A. E. Sukharev¹, B. A. Makeev¹, A. F. Khazov¹

¹*Institute of Geology, Komi Scientific Center, Ural Branch, Russian Academy of Sciences,
Pervomayskaya str., 54, Syktyvkar, 167982 Russia*

²*Institute of Volcanology and Seismology, Far East Branch, Russian Academy of Sciences,
bul'var Piipa, 9, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006 Russia*

³*JSC Siberian Mining and Metallurgical Alliance (SiGMA),
Mishennaya str., 106, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683016 Russia*

⁴*St.-Petersburg Mining University,
Vasilyevsky Island, 21 Line, 2, St.-Petersburg, 199106 Russia*

*e-mail: silaev@geo.komisc.ru

**e-mail: karpovga@kscnet.ru

The results of studies of two new genetic types of diamonds discovered in Kamchatka and formed in extra-mantle conditions are presented, as evidenced by the absence of signs of post-crystallization annealing with the formation of aggregated nitrogen defects in them. The first of these types is defined by us as volcanic-atmoelectrogenic, formed directly in a volcanic ash-gas cloud due to deep-seated methane due to atmospheric electrical discharges. The second genetic type of diamonds, formed at a depth in the medium of a magmatic-pneumatolithic-hydrothermal ore deposit, can be defined as explosive-tuffizite. The industrial prospects of manifestations of these types give grounds to state the discovery in Russia of a new diamond-bearing province – Kamchatka.

Keywords: Kamchatka, extra-mantle diamonds, new diamondiferous province of Russia

УДК 552.313+549.01

РУДНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ И МИНЕРАЛЫ В ВОЗГОНАХ ВУЛКАНА АЛАИД (КУРИЛЬСКАЯ ОСТРОВНАЯ ДУГА)

© 2024 г. В. В. Петрова^{a, *}, В. А. Рашидов^{b, **}, А. Б. Перепелов^c,
В. И. Силаев^d, Л. П. Аникин^b, Н. В. Горькова^a, В. В. Михеев^a

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

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

^cИнститут геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН,
ул. Фаворского, 1А, а/я 9, Иркутск, 664033 Россия

^dИнститут геологии Коми НЦ УрО РАН им. Н.П. Юшкина,
ул. Первомайская, 54, Сыктывкар, 167982 Россия

*e-mail: v.petrova.v@gmail.com

**e-mail: rashidva@kscnet.ru

Поступила в редакцию 30.05.2023 г.

После доработки 09.10.2023 г.

Принята к публикации 06.12.2023 г.

Изучены возгоны, опробованные в 2013–2020 гг. в прикратерной зоне и на склонах вулкана Алаид, расположенного в Курильской островной дуге. Установлено, что в прикратерной зоне присутствуют самородные металлы, приуроченные к зонам кислотного выщелачивания, в пределах которых исходные лавы и туфы превращены в опаловидные образования или породы, резко обогащенные гидроксидами трехвалентного железа. В этих зонах установлено присутствие самородных золота, палладия, серебра, хрома, меди, цинка и сплавов золота и палладия, меди и цинка, меди и вольфрама. На склонах вулкана Алаид номенклатура минералов в возгонах шире, при этом температура их образования – ниже. Из рудных минералов преобладают медьсодержащие и установлены возгоны с ванадийсодержащими минералами, относящимися к водосодержащим оксидам и ванадато-силикатам. Выделено два генетических типа склоновых возгонов: 1) минералы, кристаллизующиеся из гидротермальных или парогидротермальных растворов вблизи выходов приповерхностных фумарол и 2) медные и железистые коломорфные образования, сформированные в результате выпадения осадка из коллоидных растворов на мелководье пересыхающих водоемов, в том числе мелких и крупных луж.

Ключевые слова: вулкан Алаид, возгоны, рудные элементы и минералы, прикратерная зона, склоны, атакамит

DOI: 10.31857/S0203030624020075, EDN: LGGWJX

ВВЕДЕНИЕ

Возгоны – это постоянные или эфемерные минеральные соединения, наблюдаемые в кратерных или трещинных зонах активных вулканов. Их образование обычно объясняется выделением из магмы летучих компонентов (H₂O, HCl, NH₄Cl, H₃BO₃, H₂S, CO₂, P₂O₅ и др.) и их соединений с элементами, выщелоченными из окружающих материнских пород или поступающими с гидротермальными растворами.

Новообразованные соединения обычно отвечают по составу оксидам, галогенидам и гидратам таких элементов, как Fe, As, Sb, Hg, Cu и др.

Минеральные соединения возгонов часто бывают короткоживущими (эфемерными) и подверженными изменениям. Агрегаты возгонов обычно содержат несколько полиморфных модификаций одного и того же минерала. Эти особенности затрудняют изучение возгонов, но не умаляют, а напротив, увеличивают значимость

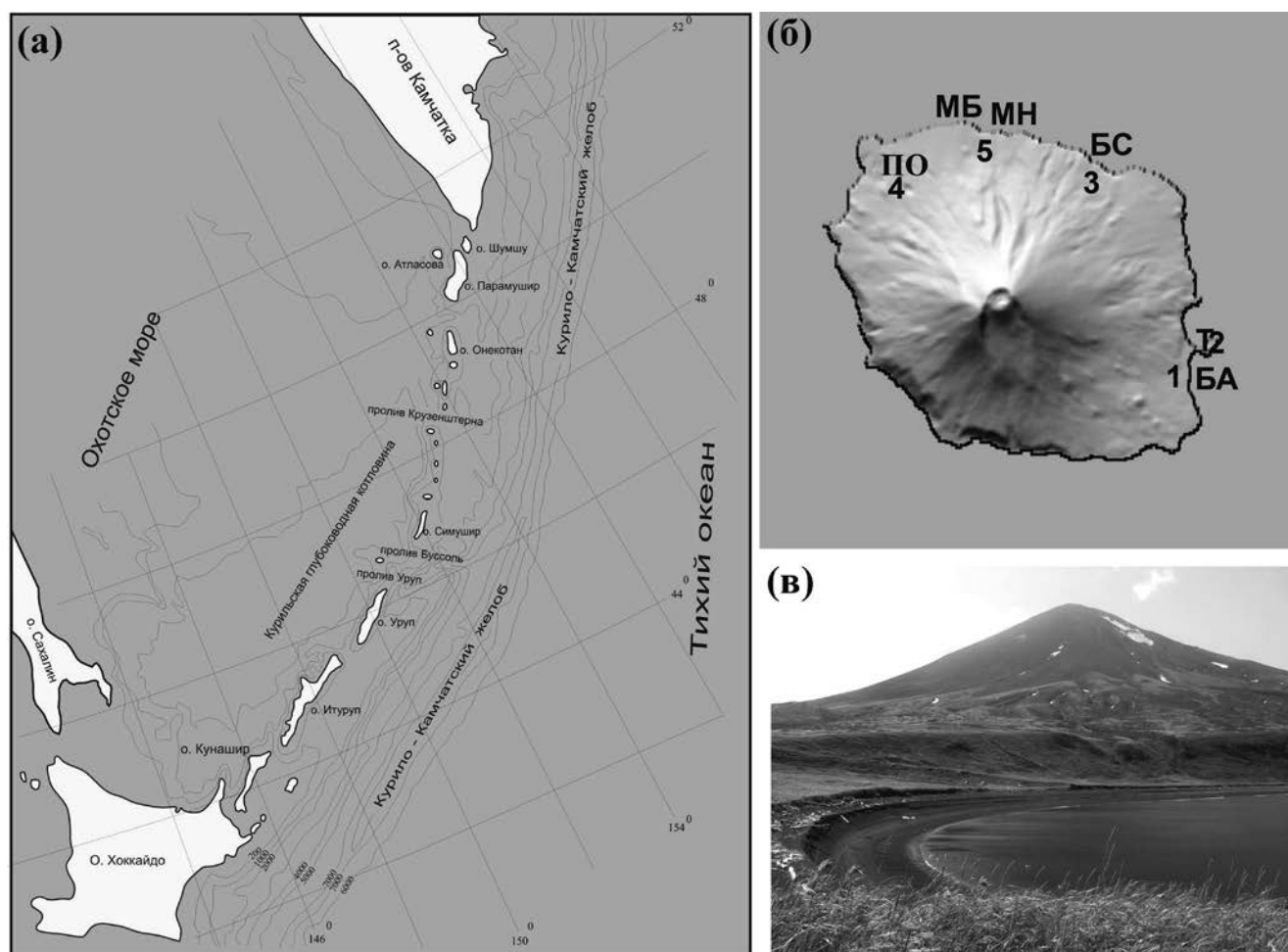


Рис. 1. Местоположение о. Атласова (а), места опробования возгонов (б), вулкан Алаид (в).

1 – бухта Алаидская (БА); 2 – побочный конус Такетоми (Т); 3 – бухта Северная (БС); 4 – прорыв Олимпийский (ПО); 5 – участок между мысами Бородавка (МБ) и Ночной (МН).

минералов этого генезиса для понимания процессов минералообразования на завершающих этапах вулканической активности. Изучение состава возгонов позволяет получить важную информацию о вулканических газах и переносимых ими веществах, в том числе металлических фаз.

Породы вулкана Алаид, расположенного на о. Атласова в северной оконечности Курильской островной дуги (КОД) (рис. 1), представлены трахибазальтами и трахиандезибазальтами, относятся к высококалийевой известково-щелочной серии и отличаются повышенными содержаниями Al_2O_3 и умеренной магнезиальностью. Редкоэлементные характеристики пород вулкана указывают на их принадлежность к типично надсубдукционным магматическим образованиям с низкими содержаниями HFSE – высокозарядных мелкоионных (Ti, Nb,

Ta) и повышенными концентрациями низкозарядных крупноионных – LILE (K, Rb, Sr, Pb) [Диденко и др., 2021].

В 2013–2020 гг. на склонах и вершине вулкана Алаид, были опробованы возгоны [Петрова и др., 2019, 2020; Рашидов, Аникин, 2014, 2015, 2016, 2017, 2018, 2019, 2020а, 2020б; Рашидов и др., 2013]. Настоящая статья посвящена обобщению результатов исследования этих возгонов, отобранных в прикратерной зоне и на склонах вулканической постройки.

РУДНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ И МИНЕРАЛЫ В ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОДАХ КОД

Для того, чтобы оценить вклад возгонов в баланс вещества при протекании вулканических процессов, проведем оценку металлогенической нагрузки, характерной для вулканических пород КОД.

Золото и полиметаллы

Изучению золота в вулканических породах КОД посвящен целый ряд работ [Абдурахманов, Федорченко, 1984; Аношин, 1977; Антонов, 2001; Антонов и др., 1992; Данченко, 1991, 1999, 2003; Курильские ..., 2004; Леонова, 1979; Федорченко и др., 1989; Юдовская и др., 2003; Shevko et al., 2018]. По данным [Леонова, 1979] в пределах КОД среднее содержание золота практически одинаково в породах различной щелочности и кремнекислотности, составляя 0.5–1.5 мг/т. По данным [Аношин, Кепежинкас, 1972] содержание золота изменяется в интервале от 1.96 до 2.98 мг/т и не зависит от основности пород. По данным [Абдурахманов, Федорченко, 1984; Федорченко и др., 1989] в четвертичных лавах вулканов Чипой, Кетой и Броутона концентрации золота варьируют в диапазоне от 0.58 до 1.52 мг/т, а в лавах вулкана Тятя – в диапазоне 1.02–22.10 мг/т.

В работе [Антонов и др., 1992] рассмотрено 19 подводных и 9 наземных вулканических построек в пределах центральной и южной частей КОД и установлено, что количество золота в них находится в диапазоне 0.26–16 мг/т, достигая максимума в базальтах. Позднее в работе [Антонов, 2001] было рассмотрено распределение золота еще в 12 подводных и 9 наземных вулканических постройках северной части и северной оконечности центрального сектора КОД, в которых концентрация этого металла установлена в пределах 0.3–10 мг/т с максимумом в андезибазальтах и андезитах.

В работах [Данченко, 1991, 1999, 2003] установлено, что в пределах КОД наблюдается существенное распространение Au-Ag минерализаций, связанных с гидротермальными системами с температурами 50–580°C и представляющих промышленный интерес. Вместе с Au и Ag в рудопроявлениях отмечены также повышенные концентрации Y, Sc и Re.

Наряду с этим геохимия золота и полиметаллов в возгонах обсуждается лишь в ограниченном количестве публикаций. К настоящему времени наиболее детально исследованы возгоны вулкана Кудрявый на о. Итуруп [Кременецкий, Чаплыгин, 2010; Рыбин и др., 2000; Чаплыгин, 2009; Чугаев и др., 2007; Africano et al., 2003; Ganino et al., 2019; Korzhinsky et al., 1994; Taran et al., 1995; Wahrenberger et al., 2002 и др.].

В работе [Рыбин и др., 2000] отмечается, что содержание Au на вулкане Кудрявый достигает первых г/т на участках развития рениита (ReS_2) при температуре 500–580°C. И.В. Чаплыгин [2009] показывает, что на вулкане Кудрявый золото отлагается как в самородном виде, так и в соединениях с другими металлами (Au–Ag) и (Cu–Au–Ag) в интервале температур 290–870°C. М.А. Юдовская с соавторами [Юдовская и др., 2003] описали находку Au в ассоциации с магнетитом и K–Na-хлоридами в отложениях высокотемпературных газовых флюидов вулкана Кудрявый при температуре ~ 800°C. Новосибирскими исследователями [Shevko et al., 2018] в фумарольных инкрустациях вулкана Эбеко обнаружена Au–Pd минерализация в ассоциации с аргентитом (Ag_2S) и сульфидом меди.

Медь

По данным [Абдурахманов, Федорченко, 1984; Абдурахманов и др., 1989; Федорченко и др., 1989] содержание Cu в породах КОД уменьшается с понижением их основности и достигает минимума в породах умеренной (148 г/т) и повышенной щелочности (150 г/т).

По данным [Подводный ..., 1992] содержание Cu в лавах подводных вулканов КОД изменяется от 1.7 до 279 г/т, но для одного образца, драгированного в северной части КОД на подводном вулкане 1.3, получено значение в 600 г/т. Содержание меди в эффузивных породах на севере о. Парамушир изменяется от 48 до 190 г/т [Газогидротермы ..., 2013].

По данным [Абдурахманов и др., 1978] содержание Cu в лавах постройки вулкана Алайд составляет 23–240 г/т, а в его побочных конусах – 70–260 г/т, а по данным [Подводный..., 1992] – 118 г/т и 233–269 г/т соответственно.

В публикациях сахалинских вулканологов приводятся данные по содержанию меди в отдельных магматических минералах. Количество Cu в плагиоклазах вулкана Эбеко составляет 31–48 г/т, в оливинах базальтов вулкана Алайд – 50–110 г/т, в базальтах вулкана Тятя – 44 г/т, в моноклинных и ромбических пироксенах дацандезитов вулкана Головина, соответственно 11 г/т и 24 г/т [Абдурахманов, Федорченко, 1984; Федорченко и др., 1989].

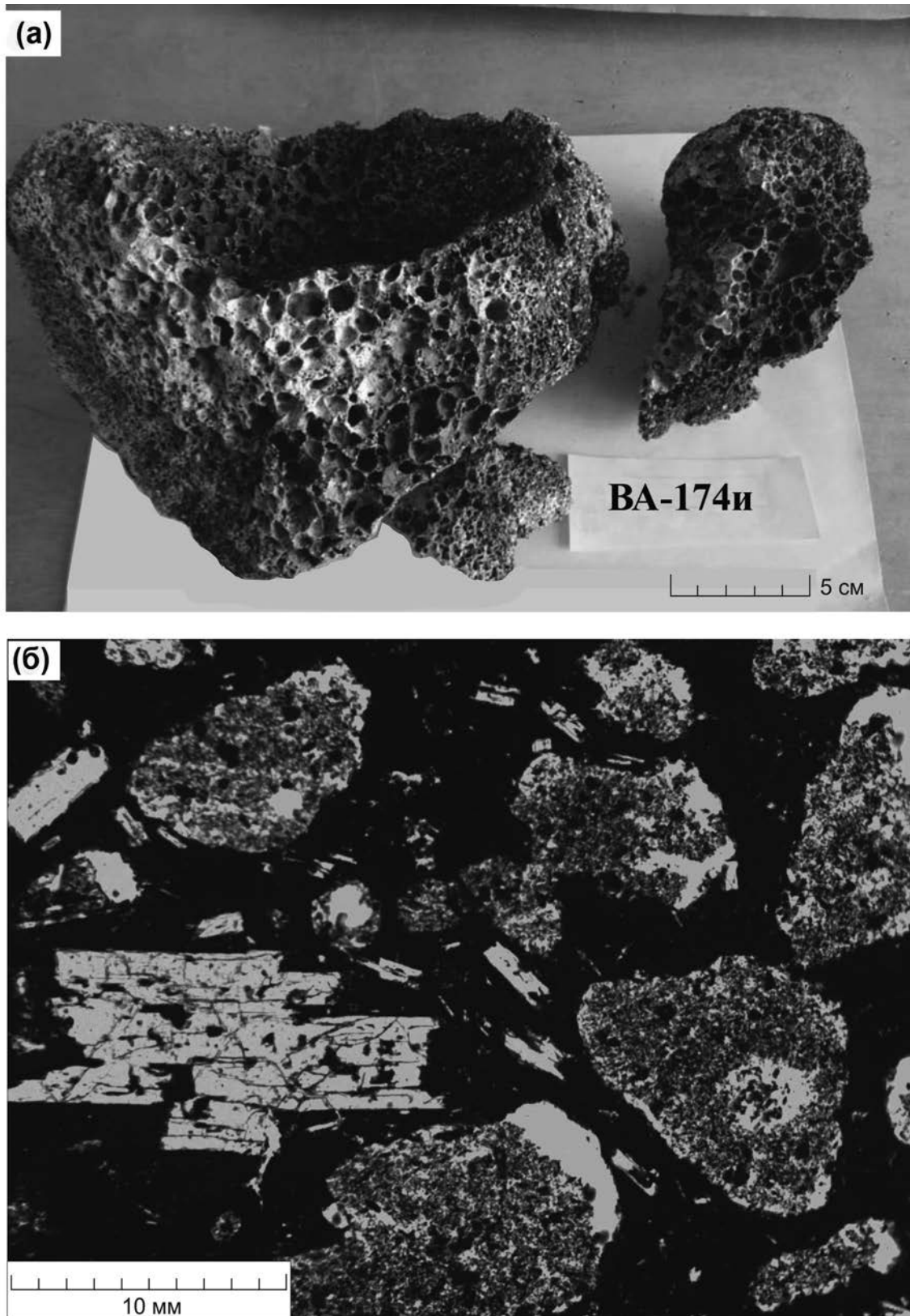


Рис. 2. Пористая прикратерная порода.

а – природный штупф, порода замещена опалом (белое) и гидроксидами железа (кирпично красное); б – участок породы, поровые пространства загрязнены полировочным порошком, вкрапленники плагиоклаза разбиты трещинами, основная масса полностью изменена. Оптический микроскоп, без анализатора.

Таблица 1. Состав пород терминального извержения 2015–2016 гг. вулкана Алаид, содержащих возгоны

№ обр.*	174/1и	174/2и	174/3и	174/4и	195и	198/2и	198/3и	198/4и	198/5и
SiO ₂	49.23	50.56	57.84	55.17	53.55	54.52	55.15	55.36	74.48
TiO ₂	0.97	1.05	1.02	1.02	1.12	1.04	1.07	1.10	1.16
Al ₂ O ₃	20.23	18.47	14.53	15.86	17.64	17.31	17.18	17.14	4.91
Fe ₂ O ₃	9.50	9.51	5.77	6.15	5.21	9.02	3.23	3.62	6.51
FeO	2.31	3.19	4.65	5.36	4.52	0.60	5.94	5.00	0.18
MnO	0.18	0.20	0.19	0.19	0.22	0.18	0.20	0.21	0.05
CaO	2.49	2.44	2.05	2.15	2.28	1.95	2.10	1.93	0.58
MgO	9.58	8.93	7.16	8.12	9.29	7.81	8.65	9.05	1.34
Na ₂ O	2.77	2.42	2.04	2.20	2.23	2.62	2.84	2.42	0.51
K ₂ O	1.81	1.69	1.79	1.75	1.89	1.93	1.99	1.98	1.61
P ₂ O ₅	0.21	0.21	0.19	0.20	0.26	0.23	0.24	0.24	0.09
LOI	0.45	1.02	1.74	1.54	1.10	2.52	0.56	1.16	8.36
Сумма	99.74	99.64	99.49	99.48	99.30	99.73	99.15	99.22	99.77
CO ₂	0.24	<0.1	0.27	<0.1	0.28	<0.10	0.23	<0.10	0.22
S	<100	310	344	447	180	391	122	514	944
Sc	28	27	30	27	25	28	32	28	17
V	282	273	281	290	310	272	294	283	190
Cr	11	14	12	14	11	<5.0	<5.0	5.7	9
Co	28	27	19	21	17	13	19	18	8.5
Ni	13	11	8	12	15	12	13	16	8
Cu	114	252	153	140	72	83	111	105	234
Zn	67	76	77	74	74	62	74	71	38
Ga	21	23	20	20	23	22	22	22	13
Rb	40	49	45	47	50	47	50	49	70
Ba	368	401	374	390	423	414	406	439	330
Sr	679	638	571	592	618	596	610	612	250
Y	21	21	22	22	24	17	22	23	7.9
Zr	87	92	92	93	94	90	94	96	134
Nb	3.5	4.1	4.5	4.7	4.3	3.9	4.5	4.0	7.9
Mo	<2.0	<2.0	<2.0	2.4	3.6	<2.0	<2.0	<2.0	5.3
Pb	4.4	22	7.1	8.6	9.4	3.2	5.8	9.8	18.7
Th	3.2	4.8	<2.0	2.0	3.0	3.1	3.1	3.3	2.9

Примечание. Содержания оксидов петрогенных элементов даны в вес. %, редких элементов – в ppm; < – ниже предела обнаружения; № обр.* – индексы образцов “ВА-”. Координаты места отбора образцов: 50°51'13.43" с.ш. и 155°33'24.41" в.д. Анализы выполнены в Аналитическом центре Геологического института (ГИН) РАН.

РУДНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ И МИНЕРАЛЫ В ВОЗГОНАХ ВУЛКАНА АЛАИД

Остров-вулкан Алаид расположен на о. Атласова в северной оконечности КОД (см. рис. 1).

С северо-запада к нему примыкает подводный вулкан Григорьева. Эти два вулкана составляют единый наземно-подводный вулканический массив Алаид размером 23×30 км, вытянутый

в северо-западном направлении [Блох и др., 2006а, 2006б].

В период с 1 октября 2015 г. по 18 августа 2016 г. происходило очередное терминальное извержение вулкана Алайд. 24 октября 2018 г., 29 сентября 2019 и 2 октября 2020 г. нам удалось попасть на вершину вулкана Алайд и опробовать продукты этого извержения.

Истории вулканической деятельности вулкана Алайд, петрологии и геохимии его лав посвящено большое количество научных работ [Абдурахманов и др., 1978; Авдейко и др., 1974; Горшков, 1967; Федорченко и др. 1989; Флеров и др., 1982 и др.]. Последнее подробное обобщение, включающее результаты исследований продуктов извержения 2015–2016 гг., выполнено А.Н. Диденко с соавторами [Диденко и др., 2021]. Цитируемыми авторами показано, что среди пород, слагающих постройку вулкана Алайд, подавляющую часть составляют лейкократовые (пироксен-плагиоклазовые и плагиоклазовые) и меланократовые (оливиновые) с повышенной калиевой щелочностью базальты, в весьма ограниченном количестве отмечаются пироксен-оливиновые андезибазальты. Продукты последних извержений как терминального, так и побочных конусов, однотипны по химическому и минеральному составам.

Распределение рудных элементов и минералов в возгонах вулкана Алайд изучено на основе коллекции проб и образцов, отобранных в прикратерной зоне и на различных склонах вулкана в 2013–2020 гг. Образование минералов этого генетического типа связывают с деятельностью летучих компонентов, отделившихся от магмы в процессе ее кристаллизации. Предыдущими исследованиями при изучении возгонов, образовавшихся в процессе латерального извержения в 1972 г. (прорыв Олимпийский), было выделено 28 минералов, относящихся к кислотным солям, оксидам, галоидным соединениям и самородным металлам [Авдейко и др., 1974; Вергасова, 1977]. В число этих минералов вошли минералы-концентраторы Al, V и Mo: хлоралюминит $AlCl_3 \cdot 6H_2O$, шербианит V_2O_5 , ильземаннит $Mo_3O_8 \cdot nH_2O$.

Возгоны вулкана Алайд детально изучались в лабораторных условиях [Житова и др., 2020; Петрова и др., 2019, 2020; Рашидов, Аникин, 2014, 2015, 2016, 2017, 2018, 2019, 2020а, 2020б;

Таблица 2. Составы (вес. %) опаловидного материала из пород прикратерной зоны вулкана Алайд

Обр. ВА-174					
Точка	20	46	49	50	59а
№ п/п	1	2	3	4	5
SiO ₂	92.63	81.22	91.25	83.29	74.13
Al ₂ O ₃	1.11	7.20	2.78	7.42	6.90
Fe ₂ O ₃ *	5.24		2.36	4.43	6.49
MgO				0.86	2.23
CaO			1.78	1.60	5.77
K ₂ O				1.02	2.39
P ₂ O ₅				1.38	
PdO					0.91
Au ₂ O ₃					1.19
Сумма	98.98	88.42	98.17	100.00	100.01

Примечание. Fe₂O₃* – все железо в виде Fe₂O₃.

Рашидов и др., 2013; Силаев и др., 2021]. Отметим, что в возгонах со склонов вулкана Алайд были сделаны первые для КОД находки атакамита $Cu_2Cl(OH)_3$ [Рашидов, Аникин, 2016] и фольбортита $Cu_3V_2O_7(OH)_2 \times 2H_2O$ [Житова и др., 2020].

Возгоны прикратерной части вулкана приурочены к относительно высокотемпературным зонам кислотного выщелачивания. В этом процессе в породе в первую очередь разрушаются плагиоклазы (рис. 2). Разрушение первичных минералов идет с образованием дырчатой, ситовидной структуры, осуществляется привнос кремния и калия, вынос алюминия и кальция. Пересчеты химических анализов показывают, что при выщелачивании первичный, основной по составу, плагиоклаз превращается сначала в Са-К-, а затем в К-анортотоклазы. Появляется низкотемпературный ортоклаз (адуляр). Среди нерудных новообразованных минералов зоны кислотного выщелачивания определен апатит. Его уплощенные кристаллы и “иглы” различных размеров пронизывают с поверхности материнскую породу. Конечной стадией преобразования породы является превращение всех ее компонентов в опал и гидроксиды железа. Химический состав лав терминального извержения 2015–2016 гг., содержащих возгоны, представлен в табл. 1.

Таблица 3. Составы (вес. %) железосодержащих возгонов в прикратерной зоне вулкана Алаид (обр. ВА-174и)

Точка*	1	3	5	6	7	9	12	19	21	23	24	28	32	35	38а	42
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	3.19	1.22	11.56	4.38	11.98	18.96	6.15	10.39	21.84	16.10	10.90	4.00	4.00	2.94	3.65	3.42
TiO ₂	9.05	3.16	10.11	8.57	4.50	4.11	5.62	3.13	2.48	1.59	1.90	8.52	8.52	2.01		
Al ₂ O ₃	2.76	0.46	15.74	4.47	6.19	4.11	3.97	15.38	0.63	0.38	1.80	5.27	5.27			
Cr ₂ O ₃		18.38	71.87	76.14	67.98	70.39	84.27	68.50	73.79	81.25	85.40	76.34	76.34	97.06	92.53	96.58
FeO*	82.15	96.84	80.16	3.21	4.39	2.04							2.99			
MgO	2.85	0.37			0.89				2.19	1.26						
CaO																
Na ₂ O																
K ₂ O									0.41							
Сумма	100.00	100.00	99.76	100.00	98.31	100.00	100.00	100.01	100.00	100.00	99.32	100.00	97.12	100.00	98.19	100.00

Точка*	4	8	10	11	13	14	15	16а	25	29	33	34	41	20	27	43
№ п/п	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
SiO ₂	46.53	35.23	44.87	51.57	34.80	40.77	27.01	28.20	35.45	33.64	58.53	37.72	33.39	1.13	11.52	7.75
TiO ₂	1.43	9.22	2.78	1.73	4.47	3.37	3.24		1.84	1.55	2.52	2.38	5.39	5.52	1.11	
Al ₂ O ₃	1.83	14.97	4.74	4.63	2.07	3.43	5.85	4.28	2.58	2.44	2.71	7.66		3.14		
Cr ₂ O ₃																0.59
FeO*	49.00	30.91	45.42	41.27	57.81	47.44	60.36	63.62	59.07	60.09	32.60	44.45	61.22	58.99	24.23	39.76
MgO								0.44				1.15		3.60		0.63
CaO		6.36	1.48	0.80		2.08	1.37	1.66		0.94	1.63	1.74				
Na ₂ O		2.54									2.06					
K ₂ O		0.77				2.92	1.16	0.66			0.78	1.94				
CO ₂														27.63	63.04	49.41
Сумма	98.79	100.00	99.29	100.00	99.15	100.01	98.99	98.86	98.94	98.66	98.77	99.10	100.00	100.01	99.90	98.14

Примечание. Координаты места отбора образца: 50°51'13.43" с.ш. и 155°33'24.41" в.д. Точка* – точка определения состава минерала по данным микро-аналитических исследований; 1–16 – гидроксиды Fe (гетит, гидрогетит), 17–29 – силикаты (алюмосиликаты) Fe, 30–32 – карбонаты Fe. FeO* – все Fe в виде FeO; редкие примеси (вес. %): 5 – Ag₂O (0.24), 7, 15 – MnO (3.21, 1.01), 43 – ZnO (1.87), 38а – CuO (1.81), 32 – V₂O₅ (2.88), 16а – SO₃ (1.13).

Опал. К возгонам этот минералоид относится с определенной долей условности, так как к его образованию часто приводит полный вынос большинства элементов (кроме SiO_2) из вмещающих лав. На вулкане Алаид опал развивается по поверхности базальта в виде корок и натеков белого цвета, разного размера и мощности, а также частично или полностью заполняет поровые пространства. По химическому составу наиболее чистый опал содержит более 90 мас. % SiO_2 и незначительную примесь алюминия (табл. 2). Кроме того, элементами-примесями в нем являются железо, магний, калий и фосфор. Иногда опал содержит включения оксидов или силикатов железа, а также частиц самородных металлов.

Возгоны железа. Покровы, натеки и корки на базальтах рыжего, вишневого, красноватого цвета состоят главным образом из оксигидроксидов железа и оксидов титана с примесями кремния и алюминия. В незначительном количестве присутствуют железистые карбонаты.

В оксидных соединениях количество железа варьирует от 70 до 97%, при этом в образцах с минимальными концентрациями железа присутствует максимальная примесь оксида хрома (табл. 3). В одном случае вместе с оксигидроксидом железа встречено серебро. В единичных случаях совместно с окисным железом в возгонах обнаружены соединения Cu , Zn и V .

Второй разновидностью возгонов железа являются нестехиометричные соединения с кремнием и алюминием с очень широкими вариациями состава: $\text{SiO}_2 = 27\text{--}58$ мас. %, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 2\text{--}15$ мас. %, $\text{FeO} = 30\text{--}63$ мас. %. Это свидетельствует о неравновесных условиях кристаллизации, не способствующих образованию минеральных форм. При достижении равновесия это могли бы быть, вероятно, железистые хлориты и (или) слюды.

Наиболее редкой группой железосодержащих возгонов являются карбонаты. Так же, как в случае оксидов, пересчет анализов на формулу минерала не дает стехиометричной формулы сидерита – наблюдается как избыток, так и недостаток железа. Это также указывает на неравновесность условий минералообразования. При своем осаждении карбонатные возгоны захватывали примеси Mg , Ti , Zn , Cr .

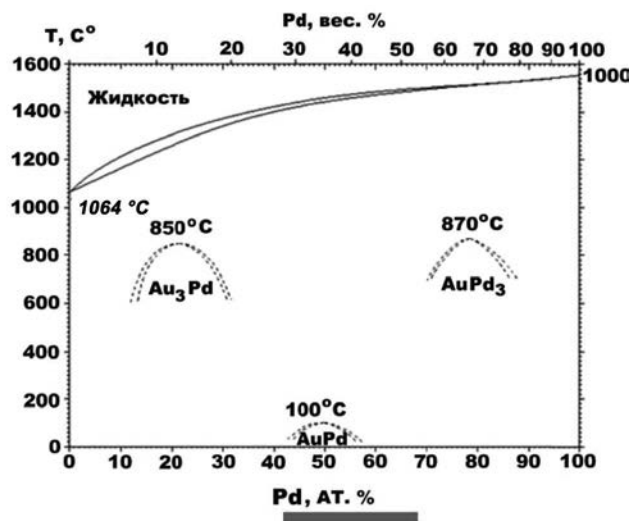


Рис. 3. Фазовая диаграмма для системы Au–Pd. Структурное упорядочение в фазовом поле подтверждено для двух высокотемпературных фаз – Au_3Pd и AuPd_3 , упорядоченная структура для состава Au–Pd может существовать при низких температурах. Красным цветом показан интервал колебаний состава выявленных и исследованных авторами золото-палладиевых сплавов.

Самородные золото, палладий, серебро, хром, медь, цинк, вольфрам. Среди перечисленных элементов в возгонах Алаида наиболее распространены золото и палладий, которые обычно встречаются совместно в форме сплава варьирующего состава – $\text{Pd}_{0.42\text{--}0.68}\text{Au}_{0.32\text{--}0.58}$ (табл. 4). Как правило, атомное количество палладия в этом сплаве превышает количество золота. По сравнению с порпецитом – самородным золотом с примесью $\text{Pd} = 3\text{--}10$ мас. % [Рид, 1986] и уже известными природными Au–Pd сплавами, выявленные в возгонах Алаида золото-палладиевые фазы выглядят уникальными. Подобные фазы природного происхождения недавно были обнаружены на поверхности тиманских туффзитовых алмазов [Сухарев и др., 2023]. Согласно диаграмме состояний системы (рис. 3) упорядоченная структура золото-палладия с примерно эквиатомными пропорциями металлов может существовать при температуре ниже 100°C .

Таким образом, в возгонах Алаида обнаружен крайне редко встречающийся золото-палладиевый сплав, присутствующий в виде тонких пластинок или изоморфных зерен размером до 10 мкм, редко крупнее, иногда присутствуют их мелкие прожилки (рис. 4а, 4б). Чаще всего этот

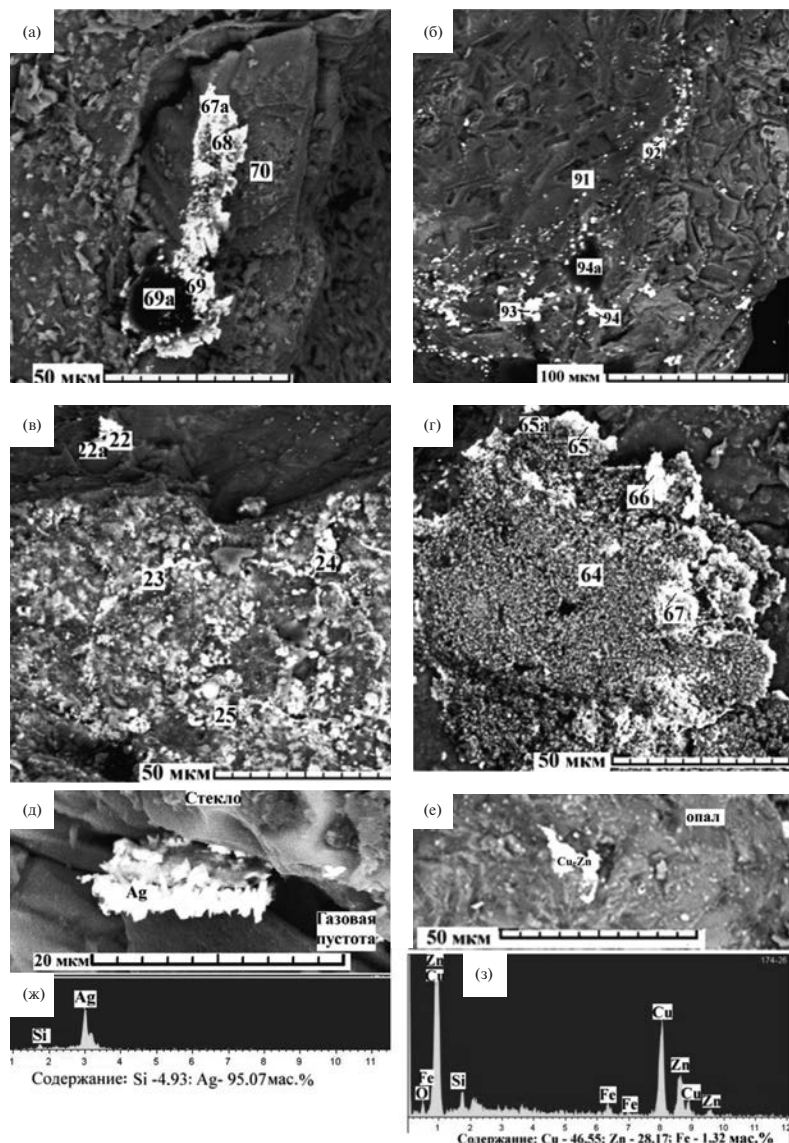


Рис. 4. Морфология возгонов золота, палладия, серебра и хрома – СЭМ-изображения (MV-2300 с приставкой для энергетического дисперсионного рентгеновского микроанализа INCA 200) в режиме упруго-отраженных электронов.

а – золото-палладиевые возгоны вблизи порового пространства, заполненного опалом, вариации содержаний золота и палладия в разных местах ярко белого выделения Au = 21–33, Pd = 19–26 мас. %, в центре заполненной опалом газовой пустоты золота нет, а содержание палладия падает до 5 мас. %; б – жилка самородного золота (ярко белые выделения) вблизи газовой пустоты, в бортах которой установлено повышенное CO₂; в – выделение самородного серебра вблизи поля развития оксигидроксидов железа; г – возгон хромовой зелени (эсколаит?), отороченный Cr-Au-Pd сплавами (ярко белое); д – выделение самородного серебра вблизи газовой пустоты в пористой стекловатой прикратерной породе; е – включение сплава Cu-Zn в опале; ж, з – типичные энергодисперсионные спектры, полученные от соответственно самородного серебра (рис. 4д) и латуни (рис. 4е). Цифры на снимках соответствуют номерам точек химических анализов в табл. 2–4.

минерал приурочен к опаловым коркам, газовым пустотам, заполненным опалом, или к поровым пространствам, на стенках которых наблюдаются повышенные содержания углерода.

На Курильских островах золото-палладиевые сплавы были обнаружены и в возгонах вулкана

Эбеко [Shevko et al., 2018]. В этом случае, как и в вулкане Алаид, золото-палладий приурочен к опаловым коркам, срастаясь с сульфидами железа, меди и ртути.

Из сульфидов в возгонах Алаида нами определен только аргентит с незначительным

Таблица 4. Составы (вес. %) возгонов прикратерной зоны вулкана Алаид, содержащих редкие металлы (обр. ВА-174и)

Точка*	22	46	47	48	60	64	65	67	67a	68	69	74	75	76	92	93	94	94a
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	23.65	16.80	4.68	39.24	48.88		16.91		54.27	4.28	2.70	11.54	46.19	76.29	7.11	19.73	9.56	72.46
Al ₂ O ₃	8.83	1.70		1.64	3.07	5.83	8.10	12.81	1.36	4.44	7.19	2.48		2.33	1.98			10.55
Cr ₂ O ₃						94.17	62.63	23.35	4.76	46.33	28.21		2.76					
FeO*																		6.44
MgO	0.31																	
CaO	3.37				4.53									3.16				3.78
Na ₂ O					-			0.84	1.01									1.23
K ₂ O					3.20			7.07										
PdO		37.76	42.41	26.65	-		5.71	22.88	17.19	19.04	30.38	37.72	18.21	5.25	90.91	80.27	90.44	5.38
Au ₂ O ₃	2.00	43.74	52.91	32.47	40.31		6.64	33.05	21.41	25.91	31.51	48.26	32.84	12.96				0.17
Ag ₂ O	44.76																	
SO ₃	17.09																	
Сумма	100.01	100.00	100.00	100.00	99.99	100.00	99.99	100.00	100.00	100.00	99.99	100.00	100.00	99.99	100.00	100.00	100.00	100.01
Cr						64.43	42.86	15.98	3.26	31.70	19.30			4.56				4.67
Pd		32.82	36.86	23.17			4.96	19.89	14.94	16.55	26.41	32.79	15.83					
Au	1.78	38.99	47.17	28.94	35.93		5.92	29.46	19.09	23.09	28.09	43.02	29.27	11.56	81.03	71.55	80.62	0.15
Ag	41.67																	

Примечание. Обозначения см. табл. 2.

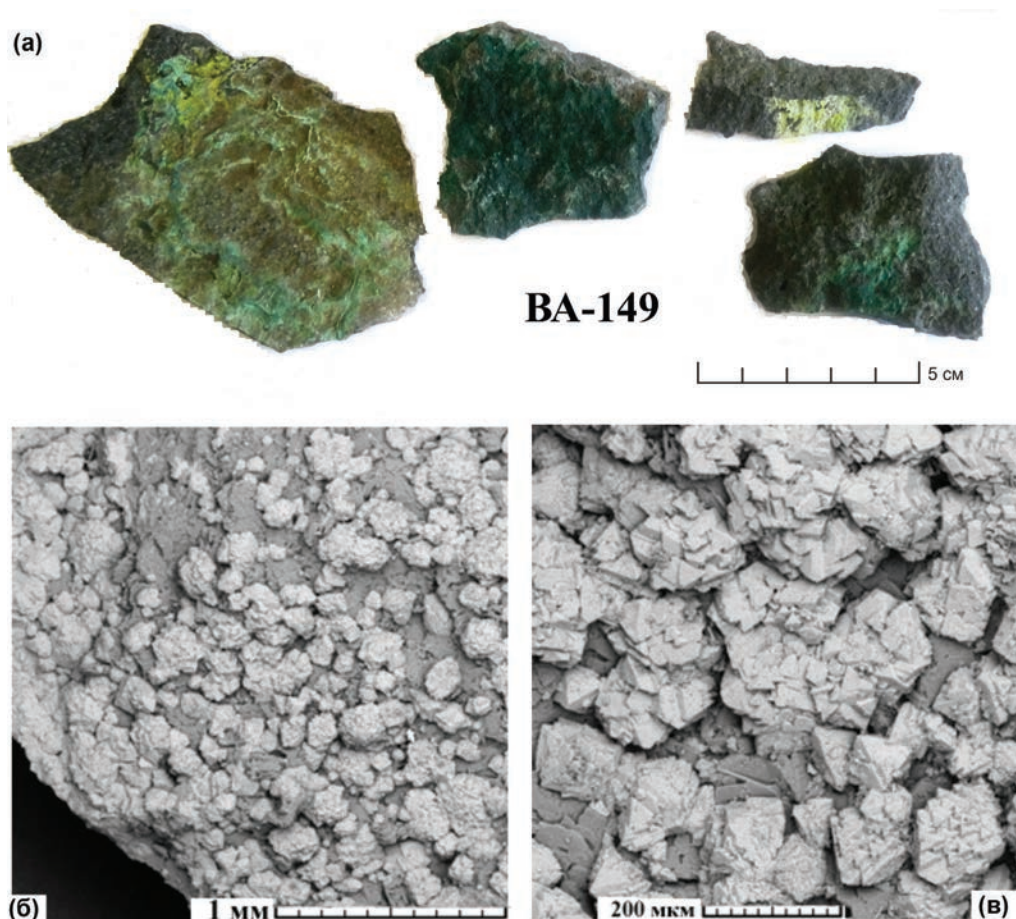


Рис. 5. Зеленые пленки поздних минеральных образований, плотно припаянных к материнским лавам. а – общий вид поздних зеленых минеральных пленок на поверхности материнских лав; б, в – морфология минералов, слагающих пленки (укрупнено, в разных масштабах). Сканирующий электронный микроскоп.

дефицитом серы и небольшой примесью (~1.5 мас. %) золота (см. табл. 4, точка 22). Кроме того, серебро встречено как незначительная примесь (до 0.22 мас. %) в хромшпинелиде.

Хром присутствует в двух минеральных формах – хромшпинелидах, в которых содержание Cr_2O_3 составляет 15–20 мас. %, и эсколаите (см. табл. 3, 4). Кроме того, не исключено, что хром, золото и палладий могут находиться в совместных соединениях с варьированием содержания хрома от 3 до 62 мас. % (см. табл. 4). Анализируя последовательность минералообразования (см. рис. 4в), можно заключить, что наиболее богатые золото-палладиевые соединения находятся в кайме выделений оксида Cr и осаждаются в конце процесса формирования фаз Cr-Au-Pd-состава. Возможно, что это происходит вследствие изменения кислотности минералообразования и при участии бактериального фактора.

Медь, цинк, вольфрам. Эти элементы встречаются в самородной и карбонатной формах (табл. 5). В латунях и карбонатах медь преобладает над цинком в пропорции 1.3–2.6 раз. Латунь встречается в виде тонких пластинок, дендритовидных форм и выделений с нечеткими очертаниями. Карбонаты близки к розазиту $(\text{Cu, Zn})_2[\text{CO}_3](\text{OH})_2$. Кроме этих минералов, в единичных зернах выявлен медно-вольфрамовый сплав состава $\text{W}_{0.49-0.52}\text{Cu}_{0.42-0.45}\text{Fe}_{0-0.05}\text{Ni}_{0-0.04}$, который еще не упоминался как природный. Все упомянутые фазы приурочены к газовым пустотам и участкам породы с повышенным содержанием CO_2 .

Возгоны на склонах вулкана Алаид. Большая часть таких возгонов наблюдаются в виде поверхностных пленок зеленого, желтого и белесого цвета на материнских лавах площадью до десятков m^2 и толщиной до 1 мм. Форма возгонов хорошо видна на рис. 5–7. Как

Таблица 5. Составы (вес. %) возгонов прикратерной зоны вулкана Алаид, содержащие Cu и Zn (обр. ВА-174)

Точка*	17	18	26	26а	36а	37в	39ав	40	44
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	4.47	21.18	4.97	1.60	15.22	5.83	10.29	8.43	38.62
TiO ₂					1.09				
Al ₂ O ₃	1.29	4.52				0.79	1.80	2.92	0.75
FeO*	6.36	1.83	1.70	1.04	4.72	0.98	2.40	1.05	
CaO					1.00			0.51	
K ₂ O	0.93								
ZnO	32.45	23.34	35.06	14.80	11.67	26.25	28.05	19.65	25.25
CuO	54.51	49.13	58.27	23.95	30.18	42.16	57.45	33.05	35.39
CO ₂				58.51	36.11	23.99		33.25	
SO ₃								1.13	
Сумма	100.00	100.00	100.00	99.99	99.99	100.00	99.99	99.99	100.01
Zn	26.07	18.75	28.17	11.89	9.38	21.09	22.53	15.79	20.28
Cu	43.54	39.25	46.55	19.13	24.11	33.68	45.90	26.41	28.27
C				15.97	9.86	6.55		9.08	

Примечание. Обозначения см. табл. 3.

правило, это плотно налегающие на породу зональные нарастания зеленоватых оттенков, возможно образованные в усыхающих мелко-водных бассейнах —минерализованных ваннах (см. рис. 5а). Состав образцов, содержащих пленки возгонов, отобранных в различных частях склонов о. Атласова (см. рис. 1), приведен в табл. 6. Обращает на себя внимание повышенное в них содержание меди, изменяющееся от 238 (побочный конус Такетоми) до 742 (бухта Северная) г/т. А содержание хрома 648 г/т в образце, отобранном на побочном конусе Такетоми, является вторым по величине в пределах о. Атласова. Известное ранее [Федорченко и др., 1989] высокое содержание хрома, достигающее 720 г/т, определено лишь для образца, отобранного на южном побережье острова, а значения, превышающие 400 г/т определены для образцов, опробованных в кратере Хитрый.

Зеленые возгоны — это шаровидные выделения двух типов: 1) полнотельные шары,

сложенные единичными индивидами или их сростками (см. рис. 5б, 5в, рис. 6а–6е) и 2) шары коломорфного строения (см. рис. 7а–7г).

Белесые и желтоватые возгоны сложены комковато-шаровидными формами, состоящими из оксигидроксидов железа с примесью меди и других элементов.

Полнокристаллические рудные образования. Гидрокси- и оксихлориды меди — обычные минералы фумарольных возгонов. В частности, во время трещинных излияний Толбачика (Камчатка) в лавовых потоках вблизи выходов фумарольных газов обнаружены минералы — толбачит CuCl₂, меланоталлит Cu₂OCl₂, нантоцит CuCl, эриохальцит CuCl₂×2H₂O [Вергасова, Филатов, 1982, 1983]. Такие минералы характерны именно для фумарольных возгонов [Balic-Zunic, 2016] и образуются в зависимости от температуры, состава, скорости входа фумарольных газов и ряда других условий. Фумарологические минералы могут быть эфемерными,

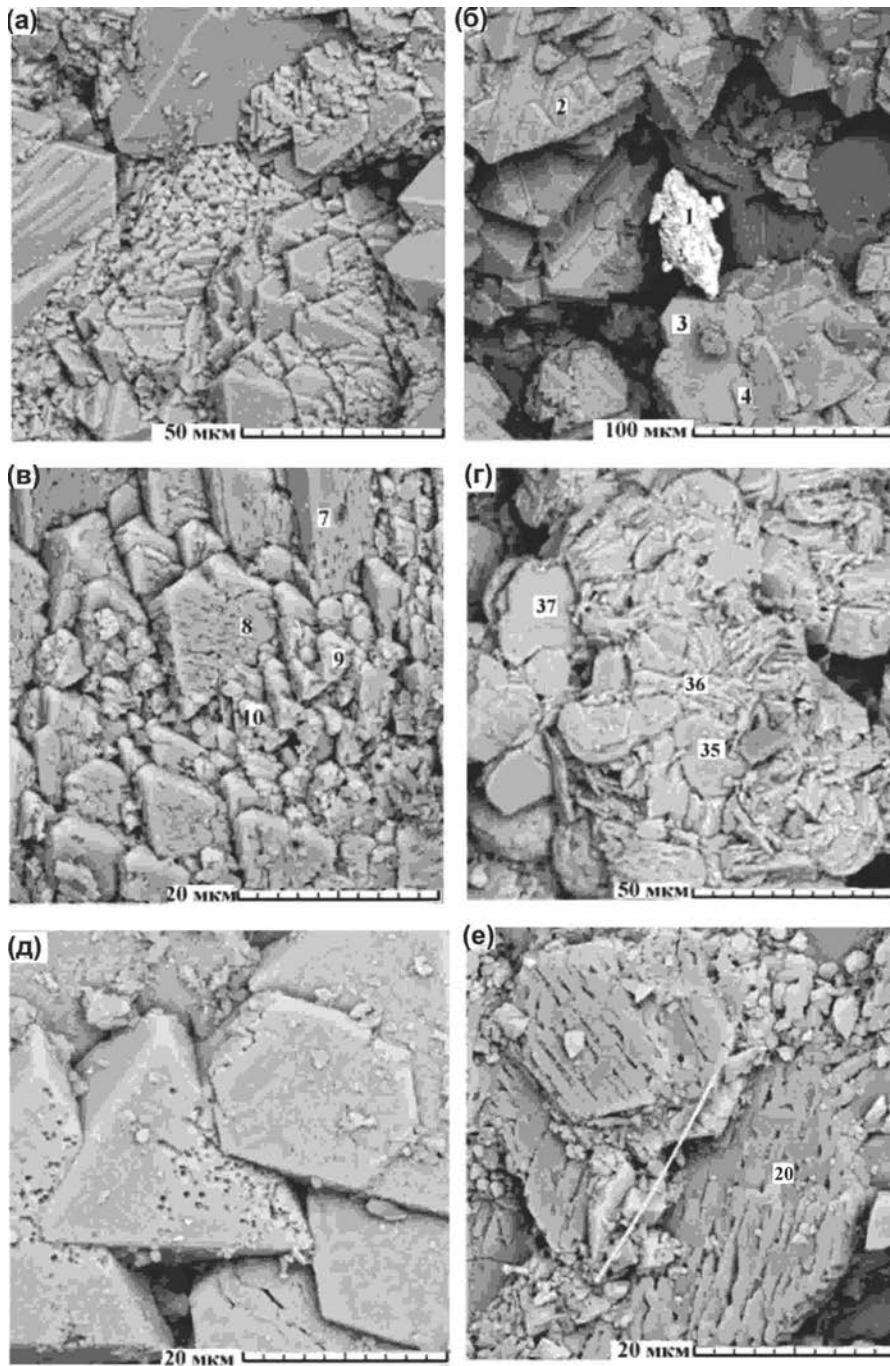


Рис. 6. Морфология возгонов атакамита, образец ВА-149/2.

а – ромбовидные кристаллы атакамита: мелкие кристаллы (предположительно анатакамит) заполняют пространство между образованными ранее крупными кристаллами; б – скопление неизмененных ромбовидных и уплощенных кристаллов атакамита в ассоциации с более поздним выделением оксида меди; в – измененные ромбические кристаллы; г – неизмененные уплощенные кристаллы; д, е – предполагаемые следы биогенных организмов, разрушающих кристаллы атакамита. Сканирующий электронный микроскоп.

Цифры на снимках соответствуют номерам точек химических анализов в табл. 5, 7.

нестабильными – с переменным химическим составом. Единственная стабильная форма, к которой стремится эволюция минералов этого ряда – тенорит CuO .

Значительно шире минералы сходного состава распространены в зонах выветривания медных и медноколчеданных месторождений [Агеева, 2017; Габлина и др., 2018; Прибавкин

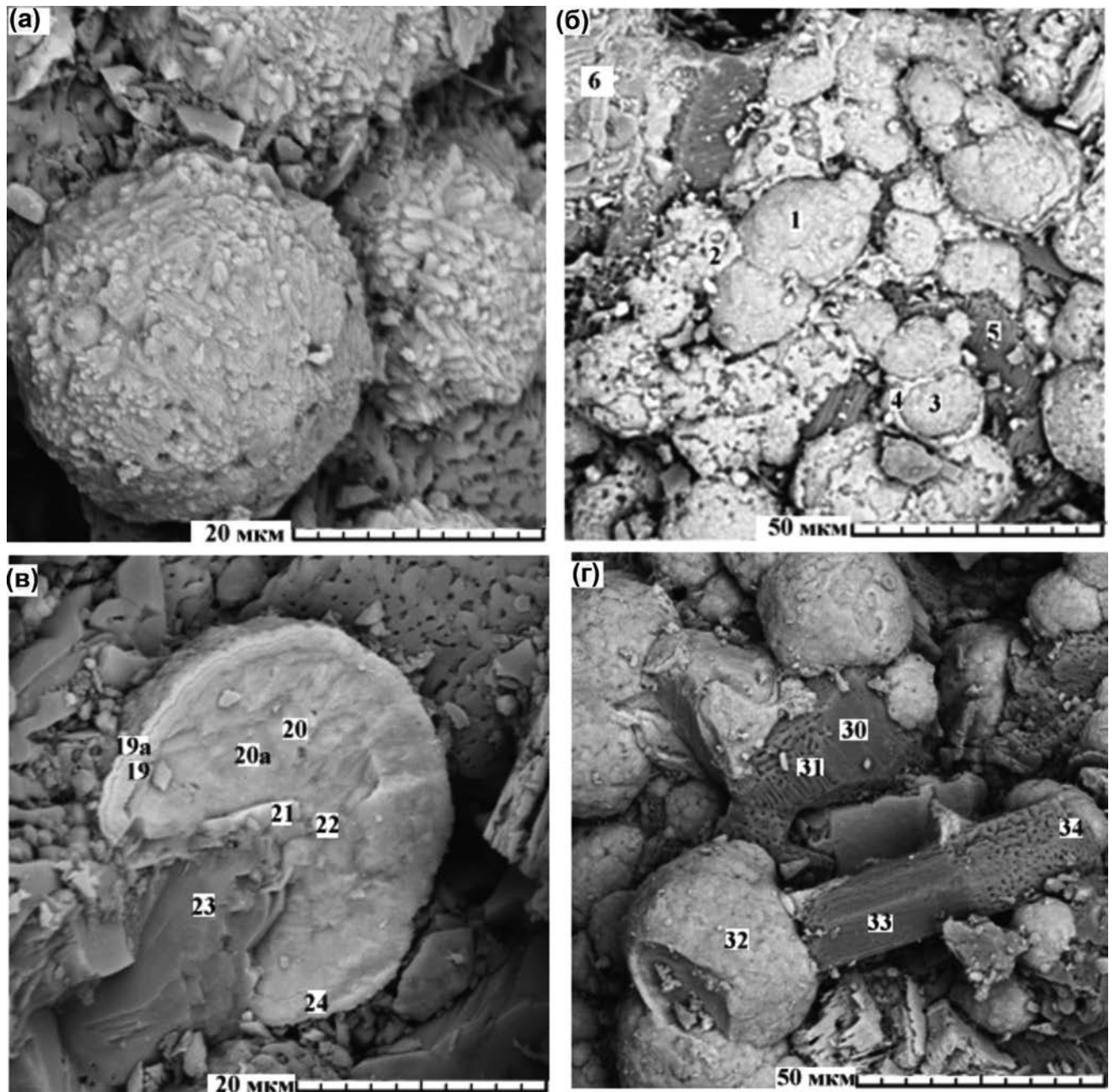


Рис. 7. Морфология коломорфных минералов, слагающих поздние зеленые покровы на лавах склонов Алаида. а–г – глобулы минералов: а – общий вид выделений, б – глобулы в начальной стадии растворения, в – внутреннее строение и состав единичной глобулы, г – разрушающиеся кристаллы плагиоклаза, обогащенные Cu , K и обедненные Ca , в основании “корки” поздней медной минерализации. Сканирующий электронный микроскоп. Цифры на рис. 7в соответствуют анализам в табл. 8, на рис. 7б и 7г – в табл. 9.

и др., 2020; Суханова, 2018; Шилов и др., 2012; Hannington, 1993 и др.]. Они встречаются в продуктах извержений различных наземных и подводных вулканов [Дитрехс и др., 1948; Balassone et al., 2019; Imai et al., 2007; Wright et al., 1998 и др.], в драгированных породах в рифтовой зоне Срединно-Атлантического хребта [Габлина и др., 2006, 2016; Добрецова, 2019, 2020; Добрецова,

Яговкина, 2022; Добрецова, Янсон, 2022; Силаев и др., 2022; Суханова, 2018; Шилов и др., 2012; Bonatti et al., 1976], хребта Карлсберг в Индийском океане [Wang et al., 2017] и в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия [Богданов и др., 2006]. Особое значение имеет широко распространенный в упомянутых обстановках атакамит с теоретическим составом $\text{Cu}_2\text{Cl}(\text{OH})_3$,

Таблица 6. Состав пород со склонов вулкана Алайд с инкрустациями возгонов

№ обр.	ВА-128	А-Так-7-15	ВА-109	ВА-175	А-Ол-5-18
с.ш.	50°49'46.49"	50°50'39.37"	50°54'26.21"	50°54'31.25"	50°54'09.36"
в.д.	155°39'13.32"	155°40'38.86"	155°36'48.78"	155°37'56.53"	155°29'11.15"
№ п/п	1	2	3	4	5
SiO ₂	49.67	49.77	48.74	49.52	52.80
TiO ₂	0.92	0.93	1.01	1.05	0.78
Al ₂ O ₃	20.02	19.70	19.86	19.97	19.35
Fe ₂ O ₃ *	10.12*	10.29*	9.92*	0.24	7.72*
FeO	–	–	–	8.50	–
MnO	0.187	0.18	0.179	0.22	0.155
CaO	10.38	9.98	10.31	2.92	8.61
MgO	4.22	3.96	4.09	10.95	2.56
Na ₂ O	2.75	3.03	2.95	3.16	3.36
K ₂ O	1.64	1.78	1.86	2.28	2.64
P ₂ O ₅	0.290	0.298	0.329	0.45	0.395
LOI	0.19	0.13	0.30	<0.1	0.41
Сумма	100.38	99.68	99.53	99.25	99.13
CO ₂				0.21	
Li	7.3	7.5	7.4	–	9.0
Be	0.84	0.85	0.96	–	1.28
Sc	26	24	24	29	15
V	288	280	306	279	648
Cr	313	648	202	54	170
Co	26	24	25	26	15
Ni	20	22	19	30	6
Cu	593	238	636	742	702
Zn	61	56	63	77	47
Ga	18.3	18.2	18.6	23.0	18.7
Ge	1.35	1.25	1.36		1.37
Rb	32	35	39	47	57
Sr	649	629	692	588	642
Y	20	19	20	24	24
Zr	67	74	84	91	107
Nb	3.6	4.7	6.4	4.4	6.9
Sn	0.09	0.94	0.96	–	0.13
Sb	0.09	1.83	0.93	–	0.18
Cs	0.57	0.65	0.63	–	0.83
Ba	308	325	318	418	426
La	11.33	12.29	13.40	–	17.64
Ce	25.32	26.81	29.67	–	39.26

Таблица 6. Окончание

Pr	3.65	3.80	4.13	–	5.20
Nd	15.99	16.25	18.26	–	22.65
Sm	4.25	4.10	4.54	–	5.37
Eu	1.28	1.24	1.37	–	1.50
Gd	3.87	3.78	4.11	–	4.68
Tb	0.58	0.57	0.63	–	0.70
Dy	3.55	3.39	3.57	–	4.34
Ho	0.76	0.72	0.77	–	0.89
Er	2.07	1.98	2.09	–	2.45
Tm	0.30	0.30	0.32	–	0.37
Yb	1.94	1.89	2.03	–	2.39
Lu	0.31	0.30	0.31	–	0.38
Hf	1.83	1.91	2.12	–	2.62
Ta	0.15	0.21	0.32	–	0.36
W	0.44	0.43	0.94	–	0.58
Pb	8.44	5.43	5.52	6.8	4.84
Bi	0.03	0.04	0.07	–	0.03
Th	2.14	2.39	2.55	3.4	3.93
U	0.76	0.83	0.91	<2.0	1.49

Примечание. Содержания оксидов петрогенных элементов даны в вес. %, редких элементов – в ppm. Географическая привязка образцов: ВА-128 – бухта Алаидская; А-Так-7-15 – побочный конус Такетоми; ВА-109, ВА-175 – бухта Северная; А-Ол-5-18 – прорыв Олимпийский. Fe_2O_3^* – все Fe в виде Fe_2O_3 . Анализы выполнены в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (1–3, 5) и аналитическом центре ГИН РАН (4).

представленный в природе четырьмя полиморфами – ромбическим (собственно атакамит), моноклинным (баталлактит), тригональным (паратакамит) и триклинным (анатакамит). Эти минералы были изучены в fumarолевых покровах медьсодержащей минерализации на склонах вулкана Алаид, широко распространенных вдоль береговой линии о. Атласова [Житова и др., 2020; Рашидов, Аникин, 2013, 2014, 2015, 2016, 2017, 2018, 2019, 2020а, 2020б; Рашидов и др., 2013; Силаев и др. 2021]. Такая минерализация легко диагностируется по зеленовато-бирюзовому цвету, иногда сопровождается медными ванадато-силикатами желтого цвета и состава (мас. %): SiO_2 21.37 ± 10.36 ; V_2O_5 13.66 ± 4.59 ; Al_2O_3 3.76 ± 3.22 ; CuO 41.2 ± 5.19 ; Cl 0.71 ± 0.68 . Эмпирическая формула – $(\text{Cu}_{1.07-2.96}\text{Al}_{0.16-0.7})_{1.77-3.12}\text{H}_{0.68-3.68}[\text{SiO}_4]_{0.76-1.88}[\text{VO}_4]_{0.12-1.24}\text{Cl}_{0.04-0.24}$.

Соответствующие выделения варьируют по толщине от долей до нескольких мм, имеют

плотное сложение, нарастая на поверхность застывших лав без признаков их замещения.

В результате проведенных исследований зеленых наростов на лавы на склонах побочного конуса Такетоми вулкана Алаид (время извержения 1933–1934 гг.) установлено следующее. Основным минералом в зеленоватых наростах является атакамит, представленный двумя модификациями. Преобладает ромбическая модификация (собственно атакамит) с параметрами элементарной ячейки (Å): $a = 6.06 \pm 0.03$; $b = 6.86 \pm 0.04$; $c = 9.12 \pm 0.07$. Дополнительная более редкая фаза тригонального паратакамита характеризуется параметрами (Å): $a = 6.18 \pm 0.013$; $c = 13.94 \pm 0.03$. В работе [Силаев и др., 2021] приводятся электронно-микроскопические снимки этих модификаций, химический состав и данные спектров ИК-поглощения. Состав атакамитов характеризуется сводной эмпирической формулой $\text{Cu}_2\text{Cl}_{1.02-1.12}(\text{OH})_{2.92-3.13}$. Средние значения формульных коэффициентов при

Таблица 7. Состав (ат. %) атакамита $\text{Cu}_2\text{Cl}(\text{OH})_3$ из возгонов со склонов вулкана Алайд и побочного конуса Такетоми

Обр. №	ВА-149/2				ВА-116/2							ВА-149/2	Такетоми*
	1	2	3	4	35	36	37	7	8	9	10		
Точка*	1	2	3	4	10	5	6	7	8	9	11	12	13
Si					0.75	0.74	0.67	1.65	2.34	2.18	3.55	8.05	1.61
Al					0.23			1.1	1.28	1.04	16.15	3.42	1.07
Fe										0.85		2.20	
Mg						0.54				0.95		1.34	
Ca									0.38				
K									0.36			1.34	
O	20.64	16.18	16.15	16.18	18.67	39.50	16.97	20.64	22.08	19.03	28.78	26.50	21.86
C						10.73							
Cl	6.01	19.58	19.71	19.57	10.40	9.94	18.00	6.01	1.87	17.37	10.30	7.89	16.83
Cu	70.60	64.25	64.14	64.25	69.95	38.55	64.36	70.60	71.68	58.59	41.22	44.75	58.64
Co												0.42	
Ni												4.10	
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

Примечание. Составы приведены к 100%; Такетоми* – средний состав атакамита побочного конуса Такетоми, по [Силаев и др., 2021], 20 анализов; Точка* – привязку точек анализа см. рис. 6 (б, в, г, е); ВА-116/2 – бухта Северная ($50^{\circ}50'39''$ с.ш. и $155^{\circ}40'39''$ в.д.); ВА-149-2 – участок между мысами Ночной и Бородавка ($50^{\circ}55'16''$ с.ш. и $5^{\circ}32'19''$ в.д.). Другие обозначения см. табл. 3.

Cl и (OH) определяются, соответственно, как 1.04 ± 0.07 и 2.96 ± 0.07 , что довольно близко к теоретической формуле.

В дополнение к описанию атакамита, отобранного со склонов побочного конуса Такетоми, в настоящей работе приводятся некоторые сведения о хлоридах меди, образовавшихся на склонах вулкана Алайд. Описываемые возгоны были отобраны в северо-западной части о. Атласова (см. рис. 1). Четкие кристаллографические очертания минералов хорошо видны на электронно-микроскопических снимках (см. рис. 5, 6). Наиболее ранними и наиболее крупными являются ромбоэдрические кристаллы атакамита. Интерстиции между крупными кристаллами заполнены мелкими островершинными кристаллами (см. рис. 6а), сходными по морфологии с триклинным анатакамитом,

описанным в зоне окисления медных руд в Чили [Смолянинова, 2011], где он образует треугольно-таблитчатые зубьевидные наросты на грянях призматических кристаллов атакамита.

Детальные микронзондовые анализы отдельных крупных кристаллов (см. рис. 6б, табл. 7) показывают, что наиболее плотные неизменные кристаллы имеют стабильный, однородный химический состав, который характеризуется присутствием только меди, хлора и кислорода. Содержание меди стабильное – чуть выше 64 мас. %, хлора и кислорода – соответственно – 19.5–19.7 и 16.1–16.2 мас. %. По сравнению с изученными ранее образцами атакамита [Силаев и др., 2021] здесь наблюдается более высокое содержание меди и хлора, но пониженное содержание кислорода. Формула минерала приближается к составу $\text{Cu}_2\text{Cl}(\text{OH})_2$.

Таблица 8. Состав (вес. %) и формульные единицы зонального коллоидного образования со склонов вулкана Алайд (обр. ВА-116/2)

Точка*	23	21	22	20а	20	24	19	19а
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8
Si	11.31	7.62	7.50	3.72	2.42	5.70	4.14	2.26
Al	5.56	4.09	3.70	1.29	2.02	3.95	1.89	0.88
Fe	17.26	3.40	1.71	1.69	1.32	2.53	2.38	2.74
Mg	3.64	0.94	2.21			1.07		
Ca	1.45	0.87	0.49	0.94		0.72	0.52	
K				7.12		0.78		
Cu	25.54	52.60	54.93	54.97	69.67	56.76	65.21	70.56
Cl		2.99	1.65	3.30	2.11	2.32	1.93	1.66
O	32.18	27.50	27.81	26.97	22.47	26.17	23.80	21.91
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Cl*		2	1	3	2	4	4	2
Cu*	19	47	50	59	78	54	69	81
Fe*	21	5	3	3	2	2	1	4
Прочие*	60	46	46	35	18	40	26	20
Si	0.80	0.54	0.52	0.26	0.16	0.40	0.28	0.16
Al	0.30	0.21	0.18	0.06	0.09	0.21	0.09	0.04
Fe	0.45	0.09	0.03	0.04	0.03	0.06	0.06	0.06
Mg	0.14	0.03	0.09			0.04		
Ca	0.03	0.02	0.01	0.02		0.01	0.01	
K				0.18		0.01		
Cu	0.40	0.83	0.86	0.86	1.09	0.89	1.02	1.11
Cl		0.04	0.02	0.05	0.03	0.03	0.02	0.02
O=>Cu*	2.01	1.72	1.73	1.68	1.40	1.63	1.48	1.37
O=>Катионы*	2.11	1.76	1.71	1.47	1.40	1.65	1.48	1.39

Примечание. Координаты места отбора образца представлены в примечании к табл. 7. Составы приведены к 100%. Cl*, Cu*, Fe*, прочие* – рассчитано на 100%. Точка* – привязку точек анализа см. рис. 7в. O=>Cu* – количество кислорода для образования CuO, O=>Катионы* – количество кислорода для образования других оксидов.

Не исключено, что колебания состава по (ОН) обусловлены неправильным хранением образцов. Но, кроме этого, на электронных снимках видно, что многие кристаллы пронизаны округлыми или удлинёнными пустотами, напоминающими ходы микроорганизмов, что наводит на предположение об изменении химического состава минерала в связи с бактериальной деятельностью (см. рис. бд, бе).

Состав атакамитоподобных минералов в изменённых пористых выделениях отличается

большой изменчивостью (см. рис. бв, бг, бе, табл. 5). Содержание хлора в них колеблется от 2 до 18 мас. %, содержание меди изменяется от 40 до 70 мас. %. Эмпирическая формула рассчитывается как $Cu_2Cl_{0,9-1,62}(OH)_{2,38-3,1}$. Вариации состава такого атакамита коррелируют с колебаниями формы его выделений – сначала их поверхность становится пористой, затем наблюдается разделение на моноклинные плоские частицы.

В зону минералообразования, кроме меди и хлора, поступали калий, железо, кобальт и

Таблица 9. Состав (вес. %) натечных образований на породах со склонов вулкана Алайд (ВА-116/2)

Точка*	1	2	3	4	5	6	32	30	31	33	34
Si	0.60	2.16	2.23	1.79	26.64	1.01		26.09	27.92	28.78	29.26
Ti						2.90					
Al		0.60	0.64		8.63	0.69	1.65	9.70	8.86	11.15	10.15
Fe		1.28	0.51	1.36	0.39	70.04		1.58	1.76		1.09
Mn			1.07			1.23					
Ca					1.18			6.45	3.30	1.92	1.03
K					2.63			2.16	3.56	1.38	2.96
O	16.87	19.02	19.29	19.82	43.14	24.13	17.01	43.96	44.49	46.74	46.20
Cu	64.27	62.20	62.44	69.03	10.60		61.71	8.47	6.68	3.36	3.74
Ta									1.64	6.15	4.50
Cl	18.25	14.73	13.82	8.00	2.98		19.62	1.58	1.80	0.52	1.08
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

Примечание. Координаты места отбора образца представлены в примечании к табл. 7. Точка* – привязку точек анализа см. рис. 7б, 7г. Составы приведены к 100%.

никель. В случае дефицита хлора образуется не атакамит, а водные силикаты меди, похожие на P-V-содержащую хризоколлу с эмпирической формулой $(\text{Cu}_{0.9-1.71}\text{Al}_{0-0.49}\text{Fe}_{0-0.03}\text{Mg}_{0-0.1}\text{Ca}_{0-0.02})_{1.35-1.84}(\text{K}_{0-0.02}\text{H}_{1.39-2})[\text{Si}_2\text{O}_5][\text{VO}_4]_{0.05-0.16}[\text{PO}_4]_{0-0.11}(\text{OH})_{2.22-3.12} \times n\text{H}_2\text{O}$ (минерал подтвержден и данными рентгенофазового анализа) и ахоит $(\text{K},\text{Na})\text{Cu}_7[\text{AlSi}_9\text{O}_{24}](\text{OH})_6 \times 3\text{H}_2\text{O}$. Рост локальной концентрации металлов группы железа приводил к образованию в возгонах рудных обособлений.

Коломорфные рудные образования. Это натечки или опаловидные массы с натечной, иногда пузырчатой поверхностью размером до 20 см в диаметре. Их глобулярность, скорлуповатость и строение в разрезе показаны на рис. 7. Хорошо видно, что затравкой для образования глобул выступали частицы слюдистого облика (см. рис. 7в, точка 23, табл. 8, точка 23), соответствующие по составу хризоколле с некоторым дефицитом алюминия и большим количеством железа. Близко одновременно или вслед за хризоколлоподобным минералом образовались моноклинные кристаллы баталлакита.

Следующая стадия развития глобул – появление в них зон скрытокристаллического строения, состоящих из оксида меди, примесных элементов и небольшого количества хлора (см. рис. 7в, табл. 8, точки 20, 20а). Как видно

на снимке, образование этих зон происходило непрерывно с развитием участков, как с аморфной структурой, так и структурой с признаками кристалличности. Такие участки различаются по содержанию CuO , которое изменяется в пределах 50–80 мас. %. На поверхности глобул формируется оторочка, представляющая собой плотное слоистое образование с максимально высоким содержанием меди (до 81 вес. %). Неоднородность состава этой зоны вызвана, вероятно, вариациями условий осаждения компонентов и изменениями минералообразующей среды.

Пересчеты химических анализов показывают, что атомные количества кислорода, необходимые для связывания меди в оксид, и количества кислорода, связывающие прочие катионы, во всех проанализированных точках примерно равны (см. табл. 8). Это означает, что в каждой из зон в глобулах мы наблюдаем либо весьма неоднородный по составу минерал типа хризоколлы, либо смесь оксидов меди с опалом. Количество хлора в этих образованиях значительно ниже, чем в кристаллах, но количество меди в отдельных оторочках может быть значительно выше.

В отдельных случаях наблюдается разрушение скорлуповатых структур в коллоидных “шарах”, частичное разложение оторочек и

переотложение рудного материала в свободные межглобулярные пространства (см. рис. 7б, табл. 9). В таких случаях содержание меди в рудных образованиях несколько уменьшается, но растет содержание хлора, которое может достигать максимума в кристаллических формах. В меньшей степени межглобулярные пространства могут заполняться оксигидроксидами железа (см. табл. 9, точка б).

Отметим, что предыдущими исследователями [Авдейко и др., 1974; Вергасова, 1977] при изучении возгонов на лавовых потоках извержения 1972 г. были выявлены минералы, содержащие V, Al, Mo и Pb. На вулкане Алаид в ванадийсодержащих возгонах был установлен щербинаит V_2O_5 [Вергасова, 1977]. В породах северо-западной части вулкана Алаид отмечался водосодержащий оксид меди и ванадия – фольбортит $Cu_3[V_2O_7](OH)_2 \cdot 2H_2O$, детально описанный Е.С. Житовой с соавторами [Житова и др., 2020]. Цитируемые авторы пришли к выводу о том, что фольбортит скорее всего является гипергенным минералом, образующимся по первичным для фумарол минералам – эвхлорину $KNaCu_3O[SO_4]_3$ и щербинаиту при участии вулканического газа.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

На вулкане Алаид минералогия возгонов, приуроченных к прикратерной зоне минералообразования, отличается от таковой, наблюдаемой на склонах.

В относительно высокотемпературной и газонасыщенной *прикратерной зоне* присутствуют самородные металлы или рудные оксиды. Они приурочены к зонам кислотного выщелачивания, в пределах которых в результате высокотемпературной проработки вулканическими газами исходные лавы и туфы превращены в опаловидные образования или породы, резко обогащенные оксигидроксидами железа. В этих зонах установлено присутствие самородных металлов – золота, палладия, серебра, хрома, меди, цинка и сплавов – золото-палладия, латуни, меди-вольфрама. Предполагается, что все эти металлы и сплавы могли иметь очаговый генезис, переносились газо-гидротермальными растворами в виде комплексных соединений и осаждались в кислой обстановке приповерхностной зоны. Но не

исключается и вероятность их эпигенетического образования в результате кислотного выщелачивания вулканогенных базальтоидов. Золото, палладий и их сплавы обычно приурочены к зонам распространения опаловых налетов и корок. Хром тяготеет к оксигидроксидам железа, латуни локализируются вблизи газовых пустот с повышенным содержанием углекислого газа. Аргентит – единственный прикратерный рудный возгон, обнаруженный нами в сульфидной форме.

На *склонах* вулкана Алаид возгоны, образовавшиеся в более низкотемпературных условиях, по составу оказались более разнообразными. Из рудных минералов в них преобладают медные оксиды и медьсодержащие хлориды, кроме того, установлены ванадийсодержащие минералы, включая своеобразные медные ванадатосиликаты. Выделено два генетических типа склоновых возгонов. Первый тип – это продукты кристаллизации из гидротермальных или парогидротермальных растворов, часто вблизи приповерхностных выходов фумарол. К этому типу относятся атакамит и его полиморфные модификации. Второй тип возгонов представлен медными и железистыми коломорфными образованиями, появившимися в результате выпадения осадка из коллоидных растворов на мелководье пересыхающих водоемов, в том числе мелких и крупных луж.

Обнаружение возгонов с Au, Pd, Cr, Ag, Cu, Zn, W, V может стать поисковым критерием на соответствующие продуктивные минерализации как в пределах острова Атласова, так и на других островах КОД. Ревизия имеющихся в распоряжении авторов настоящей статьи коллекций горных пород и фотоматериалов показала, что упомянутые минерализации, в частности, имеются на юго-юго-западном берегу о. Чиринкотан и на о. Чирпой. Очевидно, что продолжение минералого-геохимических исследований может поспособствовать решению вопросов вулканогенного рудообразования.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

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

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках госзаданий Геологического института РАН (г. Москва), Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН

(г. Петропавловск-Камчатский), Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (г. Иркутск), Института геологии Коми НЦ УрО РАН им. Н.П. Юшкина (г. Сыктывкар).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абдурахманов А.И., Пискунов Б.Н., Смирнов И.Г., Федорченко В.И.* Вулкан Алаид (Курильские острова) // Восточно-Азиатские островные системы (Тектоника и вулканизм). Южно-Сахалинск: СахКНИИ, 1978. С. 85–107.
- Абдурахманов А.И., Федорченко В.И.* Закономерности распределения некоторых редких (Sc, Zr, Y) и рудных (Cu, Au) элементов в четвертичных лавах Курильской островной дуги // Вулканология и сейсмология. 1984. № 6. С. 55–65.
- Абдурахманов А.И., Федорченко В.И., Родионова Р.И.* Геохимические особенности и зональность состава четвертичных вулканитов Курильской островной дуги // Тихоокеанская геология. 1989. № 3. С. 28–44.
- Агеева О.В.* Минералогия гидротермальных сульфидных полей Победа-1 и -2, Срединно-Атлантический хребет // Металлогения древних и современных океанов—2017. Миасс: ИМинУрО РАН, 2017. С. 83–85.
- Аношин Г.Н.* Золото в магматических горных породах. Новосибирск: Наука, 1977. 205 с.
- Аношин Г.Н., Копежининская В.В.* Распределение золота в кайнозойских вулканических породах Курило-Камчатской провинции в связи с их петрохимическими особенностями // Геохимия. 1972. № 8. С. 909–925.
- Авдейко Г.П., Хренов А.П., Флеров Г.Б. и др.* Извержение вулкана Алаид в 1972 г. // Бюллетень вулканологических станций. 1974. № 50. С. 64–80.
- Антонов А.Ю.* Геохимия Au, Ag, Ge, Ga в четвертичных вулканических образованиях Курильской островной дуги // Тихоокеанская геология. 2001. Т. 29. № 2. С. 62–75.
- Антонов А.Ю., Волынец О.Н., Королева Г.П., Чернигова С.Е., Хлебникова А.А.* Золото в четвертичных вулканитах Курильской островной дуги // Вулканология и сейсмология. 1992. № 2. С. 19–29.
- Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Трусов А.А.* Подводный вулкан Григорьева (Курильская островная дуга) // Вулканология и сейсмология. 2006а. № 5. С. 17–26.
- Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Трусов А.А.* Вулканический массив Алаид (Курильская островная дуга) // Материалы международного симпозиума “Проблемы эксплозивного вулканизма” к 50-летию катастрофического извержения вулкана Безымянный, 25–30 марта 2006 г. Петропавловск-Камчатский / Отв. ред. член-корр. РАН Е.И. Гордеев. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2006б. С. 135–143.
- Богданов Ю.А., Леин А.Ю., Ульянов А.А. и др.* Начальная фаза гидротермального рудонакопления на поле 9°50' с.ш. Восточно-Тихоокеанского поднятия // Океанология. 2006. Т. 46. № 1. С. 88–102.
- Вергасова Л.П.* Фумарольные минералы прорыва Олимпийского // Бюллетень вулканологических станций. 1977. № 53. С. 77–89.
- Вергасова Л.П., Филатов С.К.* Химическая формула и кристаллохимическая характеристика меланоталлита Cu_2OCl_2 // ЗВМО. 1982. Т. 111(5). С. 562–565.
- Вергасова Л.П., Филатов С.К.* Новый минерал толбачит $CuCl_2$ // Доклады АН СССР. 1983. Т. 270. С. 415–417.
- Габлина И.Ф., Добрецова И.Г., Лайба А.А. и др.* Особенности сульфидных руд гидротермального узла Победа (17°07'–17°08' с.ш. Срединно-Атлантического хребта) // Литология и полезные ископаемые. 2018. № 6. С. 475–500. <https://doi.org/10.1134/S0024497X18060022>
- Габлина И.Ф., Семкова Т.А., Степанова Т.В., Горькова Н.В.* Диагенетические изменения сульфидов меди в современных рудоносных осадках гидротермального поля Логачев-1(Срединно-Атлантический хребет, 14°45' с.ш.) // Литология и полез. ископаемые. 2006. № 1. С. 1–19.
- Газогидротермы активных вулканов Камчатки и Курильских островов: состав, строение, генезис / Отв. ред. О.Л. Гаськова, А.К. Манштейн. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2013. 270 с.
- Данченко В.Я.* Золото-серебряная минерализация Большой Курильской дуги. Препринт. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1991. 63 с.
- Данченко В.Я.* Редкие металлы в рудах Курильских островов /Отв. ред. К.Ф. Сергеев. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1999. 88 с.
- Данченко В.Я.* Геологическое положение и вещественно-генетические типы оруденений редких и благородных металлов в Южно-Охотском регионе Тихоокеанского обрамления. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2003. 227 с.
- Диденко А.Н., Рашидов В.А., Марков Г.П. и др.* Петромагнитная и геохимическая характеристики вулканитов извержения 2015–2016 гг. вулкана Алаид, Курильская островная дуга // Вулканология и сейсмология. 2021. № 1. С. 3–21. <https://doi.org/10.31857/S0203030621010028>
- Дитрехс Ф.М., Кулаков В.С., Святловский А.Е.* Паразитические кратеры Ключевского вулкана, возникшие

- в 1932 году // Труды Камчатской вулканологической станции. 1948. Вып. 2. С. 3–23.
- Добрецова И.Г.* О гидротермальном генезисе минералов группы атакмита в Атлантическом океане // Материала XXIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Москва, 18–22 ноября 2019 г. М.: ИО РАН, 2019. Т. 2. С. 277–280.
- Добрецова И.Г.* Минералы группы атакмита со дна Атлантического океана // Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения-2020) // Материалы Российской конференции с международным участием. Сыктывкар: Геопринт, 2020. С. 38–40.
- Добрецова И.Г., Яговкина М.А.* Минералы группы атакмита из рудопоявлений на дне Атлантического океана // Вестник геонаук. 2022. № 2(326). С. 37–45. <https://doi.org/10.19110/geov.2021.2.4>
- Добрецова И.Г., Янсон С.Ю.* Сульфидные руды новых рудных полей Молодежное и Коралловое в Атлантическом океане // Геология морей и океанов // Материалы XXIV Международной научной конференции (Школы) по морской геологии, Москва, 11–15 апреля 2022 г. М.: ИО РАН, 2022. Т. 3. С. 35–38.
- Житова Е.С., Аникин Л.П., Сергеева А.В. и др.* Проявление фольбортита на вулкане Алаид (о. Атласова, Курильские острова, Россия) // Записки Российского минералогического общества. 2020. Ч. СХLIX. № 3. С. 78–95. <https://doi.org/10.31857/S0869605520030119>
- Кременецкий А.А., Чаплыгин И.В.* Содержание рения и других редких металлов в газах вулкана Кудрявый (остров Итуруп, Курильские острова) // Доклады Академии наук, 2010. Т. 430. № 3. С. 365–370.
- Курильские острова (природа, геология, землетрясения, вулканы, история, экономика) / Отв. ред. Т.К. Злобин, М.С. Высокова. Южно-Сахалинск: Сахалинское книжное издательство, 2004. 227 с.
- Леонова Л.Л.* Геохимия четвертичных и современных вулканических пород Курильских островов и Камчатки // Геохимия. 1979. № 2. С. 179–197.
- Петрова В.В., Рашидов В.А., Аникин Л.П., Горькова Н.В., Михеев В.В.* Возгоны терминального извержения 2015–2016 гг. острова-вулкана Алаид (Курильская островная дуга) // Геология морей и океанов // Материалы XXIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии, Москва, 18–22 ноября 2019 г. М.: ИО РАН, 2019. Т. 2. С. 298–302.
- Петрова В.В., Рашидов В.А., Аникин Л.П., Горькова Н.В., Михеев В.В.* Возгоны вулкана Алаид (о. Атласова, Курильская островная дуга) // Материалы XXIII Региональной научной конференции “Вулканизм и связанные с ним процессы”, посвященной Дню вулканолога, 2020 г. / Главный ред. доктор геол.-мин. наук. А.Ю. Озеров. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2020. С. 191–194.
- Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги / Отв. ред. Ю.М. Пушаровский. М.: Наука, 1992. 528 с.
- Прибавкин С.В., Коровко А.В., Шардакова Г.Ю., Антонишин А.В.* Минералы меди зоны окисления Cu(Mo) – порфирирового рудопоявления Сарышаган (Западное Прибалхашье, Центральный Казахстан) // Минералогия. 2020. Т. 6. № 1. С. 58–68. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2020-6-1-5>
- Рашидов В.А., Аникин Л.П.* Полевые работы на прорыве Олимпийский (о. Атласова, Курильские острова) в августе 2014 года // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2014. № 2. Вып. 27. С. 198–203.
- Рашидов В.А., Аникин Л.П.* Полевые работы на вулкане Алаид (о. Атласова, Курильские острова) в августе 2015 года // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2015. № 3. Вып. 27. С. 102–107.
- Рашидов В.А., Аникин Л.П.* Полевые работы на вулкане Алаид (о. Атласова, Курильские острова) в 2016 году // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2016. № 3. Вып. 31. С. 94–103.
- Рашидов В.А., Аникин Л.П.* Полевые работы на вулкане Алаид (о. Атласова, Курильские острова) в 2017 году // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2017. № 3. Вып. 35. С. 112–117.
- Рашидов В.А., Аникин Л.П.* Полевые работы на вулкане Алаид (о. Атласова, Курильские острова) в 2018 году // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2018. № 3. Вып. 39. С. 12–113. <https://doi.org/10.31431/1816-5524-2018-3-39-105-113>
- Рашидов В.А., Аникин Л.П.* Полевые работы на вулкане Алаид (о. Атласова, Курильские острова) в 2019 году // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2019. № 3. Вып. № 43. С. 109–115. <https://doi.org/10.31431/1816-5524-2019-3-43-109-115>
- Рашидов В.А., Аникин Л.П.* Полевые работы на вулкане Алаид (о. Атласова, Курильские острова) в 2020 году // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2020а. № 3. Вып. № 47. С. 112–119. <https://doi.org/10.31431/1816-5524-2020-3-47-112-119>
- Рашидов В.А., Аникин Л.П.* Полевые работы на вулкане Алаид (о. Атласова, Курильские острова) в 2020 году. Этап 2 // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2020б. № 4. Вып. № 48. С. 108–113. <https://doi.org/10.31431/1816-5524-2020-4-48-108-113>
- Рашидов В.А., Аникин Л.П., Делемень И.Ф.* Полевые работы на побочном вулкане Такетоми (о. Атласова, Курильские острова) в августе 2013 года // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. № 2. Вып. 22. С. 216–224.

- Рид П.Дж. Геммологический словарь / Ред. А.Г. Булах. Л.: Недра, 1986. 287 с.
- Рыбин А.В., Данченко В.Я., Чибисова М.В., Гурьянов В.В. Магматические комплексы и редкометальное оруденение вулкана Кудрявый (о. Итуруп, Курильские острова) // Вестник Сахалинского музея. 2000. № 7. С. 234–259.
- Силаев В.И., Аникин Л.П., Рашидов В.А. и др. Атакамит как продукт фумарольного минералообразования на современных вулканах // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти Чирвинского. 2021. Вып. 24. С. 207–216. <https://doi.org.17072/Chirvinsky.2021.207>
- Силаев В.И., Добрецова И.Г., Антошкина А.И. и др. Гидротермальные сульфидные оруденения в российском разведочном районе Срединно-Атлантического хребта // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского / Сборник научных статей. Пермь: ПГНИУ, 2022. Вып. 25. С. 226–238. <https://orcid.org/0000-0002-4653-5233>
- Смолянинова В.Н. Новые минералы. LXV // Записки Русского минералогического общества. 2011. № 6. С. 45–69.
- Суханова А.А. Минералого-геохимические особенности глубоководных сульфидных руд поля Юбилейное (Российский разведочный район Срединно-Атлантического хребта) / Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. СПб., 2018. 137 с.
- Сухарев А.Е., Силаев В.И., Петровский В.А. и др. Ичтьюские алмазы: конституция, поверхностно-плёночные микроминерализации, генезис // Вестник Пермского университета. Геология. 2023. № 2. С. 1–29.
- Федорченко В.И., Абдурахманов А.И., Родионова Р.И. Вулканизм Курильской островной дуги: геология и петрогенезис. М.: Наука, 1989. 237 с.
- Флеров Г.Б., Иванов Б.В., Андреев В.Н. и др. Вещественный состав продуктов извержения вулкана Алайд в 1981 г. // Вулканоология и сейсмология. 1982. № 6. С. 29–43.
- Чаплыгин И.В. Рудная минерализация высокотемпературных фумарол вулкана Кудрявый (о. Итуруп, Курильские о-ва) / Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М., 2009. 24 с.
- Чугаев А.В., Юдовская М.А., Дистлер В.В. и др. Источники рудообразующего флюида фумарол вулкана Кудрявый (Курильские острова): изотопный состав свинца в газовых конденсатах и минералах сублиматов // Доклады Академии наук. 2007. Т. 412. № 5. С. 685–688.
- Шилов В.В., Бельтнев В.Е., Иванов В.Н. и др. Новые гидротермальные рудные поля на Срединно-Атлантическом хребте: Зенит-Виктория (20°08 с.ш.) и “Петербургское” (19°52 с.ш.) // Доклады Академии наук. 2012. Т. 442. № 3. С. 383–389.
- Юдовская М.А., Дистлер В.В., Чаплыгин И.В. и др. Формы нахождения золота в продуктах кристаллизации современных высокотемпературных газовых флюидов вулкана Кудрявый, Курильские острова // Доклады Академии наук. 2003. Т. 391. № 4. С. 535–539.
- Africano F., Bernard A., Korzhinsky M. High temperature volcanic gas geochemistry (major and minor elements) at Kudryavy volcano, Iturup Island, Kuril arc, Russia // *Vulcânica*. 2003. V. 1. P. 87–94.
- Balassone G., Mondillo N., De Gennaro R. et al. Copper Minerals at Vesuvius Volcano (Southern Italy): A Mineralogical Review // *Minerals*. 2019. V. 9. 730. <https://doi.org.10.3390/min9120730>
- Balic-Zunic T., Garavelli A., Jakobsson S.P. et al. Fumarolic minerals: An overview of active European volcanoes / Ed. K. Nemeth // *Updates in Volcanology – From Volcano Modelling to Volcano Geology Publishers*. London, UK, 2016. P. 267–322.
- Bonatti E., Guerstein-Honnorez R.M., Honnorez J. Copper-iron sulfide mineralizations from the equatorial Mid-Atlantic Rindge // *Econ. Geol.* 1976. V. 71. № 8. P. 1515–1525.
- Ganino C., Libourel G., Btnard A. Fumarolic incrustations at Kudryavy volcano (Kamchatka) as a guideline or high-temperature (N 850°C) extinct hydrothermal systems // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2019. V. 376. P. 75–85. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.03.020>
- Hannington M. The formation of atacamite during weathering of sulfides on the modern sea floor // *The Canadian Mineralogist*. 1993. V. 31. P. 945–956.
- Imai A., Geshi N., Shimano T., Nakada S. Implication of the temporal sulphur isotopic variation during the 2000 eruption of Miyakejima Volcano, Japan // *Island Arc*. 2007. V. 16. P. 83–92.
- Korzhinsky M.A., Tkachenko S.I., Shmulovich K.I. et al. Discovery of a pure rhenium mineral at Kudriavy volcano // *Nature*. 1994. V. 369. № 6457. P. 51.
- Shevko E.P., Bortnikova S.B., Abrosimova N.A. et al. Trace Elements and Minerals in Fumarolic Sulfur: The Case of Ebeko Volcano, Kuriles // *Geofluids*. V. 2018. Article ID 4586363. 16 p. <https://doi.org/10.1155/2018/4586363>
- Taran Yu.A., Hedenquist J.W., Korzhinsky M.A. et al. Geochemistry of magmatic gases from Kudryavy volcano, Iturup, Kuril Islands // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1995. V. 59. № 9. P. 1749–1761.
- Wahrenberger C., Seward T.M., Dietrich V. Volatile traceelement transport in high-temperature gases from Kudryavy volcano (Iturup, Kurile Islands, Russia) / Eds R. Helmann, S.A. Wood // *Water–rock interaction: A Tribute*

to David A. Crerar. *Geochemical Society Special Publications*. 2002. V. 7. P. 307–327.

Wang Y., Han X., Petersen S. Mineralogy and trace element geochemistry of sulfide minerals from the Wocan Hydrothermal Field on the slow-spreading Carlsberg

Ridge, Indian Ocean // *Ore Geology Reviews*. 2017. V. 84. P. 1–19. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.12.020>

Wright I.C., de Ronde C.E.J., Faure K., Gamble J.A. Discovery of hydrothermal sulfide mineralization from southern Kermadec arc volcanoes (SW Pacific) // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1998. V. 164. P. 335–343.

Ore Elements And Minerals In The Elements Of Alaid Volcano (Kuril Island Arc)

V. V. Petrova^{1, *}, V. A. Rashidov^{2, **}, A. B. Perepelov³,
V. I. Silaev⁴, L. P. Anikin², N. V. Gorkova¹, V. V. Mikheev¹

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

²*Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS,
bulvar Piipa 9, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006 Russia*

³*Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS,
Favorsky str., 1A, box 9, Irkutsk, 664033 Russia*

⁴*Institute of Geology Komi SC UB RAS, Pervomayskaya, 54, Syktyvkar, 167982 Russia*

*e-mail: v.petrova.v@gmail.com

** e-mail: rashidva@kscnet.ru

Sublimates tested in 2013–2020 were studied. in the near-crater zone and on the slopes of the Alaid volcano, located in the Kuril Island arc. It has been established that in the near-crater zone there are native metals confined to zones of acid leaching, within which the original lavas and tuffs have been transformed into opal-like formations or rocks sharply enriched in ferric hydroxides. In these zones, the presence of native gold, palladium, silver, chromium, copper, zinc and alloys of gold and palladium, copper and zinc, copper and tungsten has been established. On the slopes of the Alaid volcano, the range of minerals in sublimates is wider, while the temperature of their formation is lower. Of the ore minerals, copper-containing ones predominate, and sublimates with vanadium-containing minerals belonging to hydrous oxides and vanadate-silicates are established. Two genetic types of slope sublimates have been identified: 1) minerals crystallizing from hydrothermal or steam-hydrothermal solutions near the outcrops of near-surface fumaroles and 2) copper and ferruginous colomorphic formations formed as a result of sedimentation from colloidal solutions in the shallow waters of drying up reservoirs, including small and large puddles.

Keywords: Alaid volcano, sublimates, ore elements and minerals, near-crater zone, slopes, atacamite