ISSN 0203-0306 Январь - Февраль 2023

Номер 1



www.sciencejournals.ru



СОДЕРЖАНИЕ

_

_

Номер 1, 2023

Кратерное озеро Кипящее в кальдере вулкана Головнина: геохимия воды и газов, вынос магматических летучих (о. Кунашир)	
Е. Г. Калачева, Ю. А. Таран, Е. В. Волошина, К. В. Тарасов, Д. В. Мельников, Т. А. Котенко, Д. Ю. Эрдниева	3
О смешении высокоглиноземистых и магнезиальных магм на вулкане Ключевской (Камчатка)	
С. А. Хубуная, В. С. Хубуная, А. П. Максимов	21
Авачинско-Корякская группа вулканов: геофизическая неоднородность литосферы и глубинные процессы (Камчатка)	
В. А. Логинов, Л. И. Гонтовая, С. Л. Сенюков	32
Текстуры вулканитов как индикаторы опасных воздействий на окружающую среду (на примере позднекайнозойских вулканитов Кавказа)	
А. М. Курчавов	44
Минералы со смешанными анионными радикалами в фумарольно-преобразованных коровых микроксенолитах как новый феномен современного вулканизма	
В. И. Силаев, Л. П. Вергасова, В. Н. Филиппов, И. В. Смолева, С. В. Москалева, А. Ф. Хазов, Б. А. Макеев, А. П. Шаблинский	51
Гигантские марсианские вулкано-тектонические мегаморфоструктуры центрального типа и их вероятные земные минианалоги	
И.В. Мелекесцев	70
Памяти члена редколлегии журнала "Вулканология и сейсмология" члена-корреспондента РАН Бориса Вульфовича Левина	85
Тематика журнала и правила для авторов	87

УДК 551.21/23

КРАТЕРНОЕ ОЗЕРО КИПЯЩЕЕ В КАЛЬДЕРЕ ВУЛКАНА ГОЛОВНИНА: ГЕОХИМИЯ ВОДЫ И ГАЗОВ, ВЫНОС МАГМАТИЧЕСКИХ ЛЕТУЧИХ (0. КУНАШИР)

© 2023 г. Е. Г. Калачева^{*a*, *}, Ю. А. Таран^{*a*}, Е. В. Волошина^{*a*}, К. В. Тарасов^{*a*}, Д. В. Мельников^{*a*}, Т. А. Котенко^{*a*}, Д. Ю. Эрдниева^{*a*}

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

*e-mail: keg@kscnet.ru Поступила в редакцию 05.08.2022 г. После доработки 12.09.2022 г. Принята к публикации 03.11.2022 г.

Озеро Кипящее площадью ~4.6 га и максимальной глубиной 25 м заполняет воронку взрыва вблизи одного из экструзивных куполов кальдеры вулкана Головнина. Вода озера — ультракислая (pH = 2.2-2.5) хлоридно-сульфатного типа с минерализацией 2.0-2.2 г/л. Температура воды на поверхности варьирует от 30 до 100° С, средняя — 37° С. Сток озера осуществляется через Протоку в оз. Горячее с расходом в августе 2021 г. 120 л/с. Гидротермальный сток магматических Cl и S (в виде SO₄) из озера Кипящее составляет 10 т/день и 5.4 т/день соответственно. Впервые оцененный общий диффузионный вынос диоксида углерода с поверхности оз. Кипящее превышает 5.4 т/сут. Полученные по результатам полевых работ в 2020–2021 гг. геохимические данные указывают на усиление (по сравнению с 2015 г.) гидротермальной деятельности в кальдере вулкана Головнина.

Ключевые слова: кальдера Головнина, гидротермальная система, вулканические озера, геохимия вод, магматические летучие

DOI: 10.31857/S0203030622700018, EDN: ARDAAU

введение

Согласно [Delmelle et al., 2015], 16% из 714 голоценовых вулканов мира содержат одно или несколько озер, заполняющие как небольшие гидротермальные воронки взрыва и кратеры, так и целые кальдеры. Эти озера классифицируются по местоположению, химическому составу, откликом на вулканические процессы [Pasternack, Varekamp, 1997; Varekamp et al., 2000]. Среди них наиболее интересный тип – вулканические ультракислые озера, которые являются поверхностными проявлениями гидротермальных систем, напрямую или косвенно связанных с дегазацией магматического очага, расположенного на некоторой глубине непосредственно под озером [Christenson, Wood, 1993]. Подобные озера отличаются непостоянством химического состава и температуры, их состояние напрямую отражает состояние вулкана-хозяина (например, обзоры в монографии [Volcanic Lakes, 2015]). Вследствие этого, ультракислые кратерные озера стали одними из основных объектов геохимического мониторинга, проводимого вулканологами в ряде стран (Япония, Индонезия, Коста-Рика, Мексика и др.) Основными определяемыми параметрами являются температура, pH, электропроводность, химический состав и состав растворенных и свободно выделяющихся газов. Колебания отношений индикаторных элементов, таких как Cl, SO_4 , Mg и др., или изменение потока газа с поверхности озера, в первую очередь CO_2 , может свидетельствовать об изменении состояния вулкана (например, [Rouwet et al., 2014]).

На вулканах Курильских островов встречаются разнообразные по размерам и химическому составу озера, однако озера с ультракислой водой сульфатно-хлоридного (хлоридно-сульфатного) состава связаны только с тремя вулканами – Эбеко, расположенного в северной части о. Парамушир, Пик Палласа, занимающего центральную часть о. Кетой, и кальдера вулкана Головнина, формирующая южную оконечность о. Кунашир. Постройка вулкана Головнина представляет собой очень пологий усеченный конус с ассиметричным строением. Северо-западные склоны круто обрываются к морю, а южные - полого переходят в широкую прибрежную равнину. В настоящее время вершинную часть постройки занимает кальдера диаметром около 6 км и площадью 27 км² (рис. 1а, 1в), сформированная около 40 тыс. лет назад [Брайцева и др., 1994]. Средняя высота над уровнем моря дна кальдеры со-



Рис. 1. Кальдера вулкана Головнина.

а – общий вид; б – положение в Курильской островной дуге; в – схема расположения термальных полей.
1, 2 – фотографии термальных полей западного экструзивного купола (вид с центра оз. Горячее) (1) и восточного экструзивного купола и оз. Кипящее (2).

ставляет 130 м, борта ее не превышают 400-500 м. Наивысшую отметку имеет гора Головнина (547 м). Дно кальдеры пологое с небольшим уклоном на северо-запад, пониженную часть занимает оз. Горячее, одно из наиболее крупных озер Курильских островов. На его юго-восточном берегу расположены два экструзивных купола (Восточный и Западный) андезито-дацитового состава [Горшков, 1967], у подножия которых в пределах небольших эксплозивных кратеров сосредоточены наиболее мощные проявления современной сольфатарной и гидротермальной деятельности вулкана Головнина (см. рис. 1в). Термальное оз. Кипящее (объект нашего исследования) занимает дно небольшого (диаметр 350 м) кратера взрыва у подножия Восточного экструзивного купола. Два озера соединены протокой; через нее осуществляется сток из оз. Кипящее в оз. Горячее.

Химическому составу термопроявлений в кальдере Головнина, их типизации и сопутствующему современному минералообразованию посвящено достаточно много публикаций [Сидоров, 1966; Никитина, 1988; Бортникова и др., 2013 и др.], тогда как изучению геохимических особенностей озер, их массовому и химическому балансу до настоящего времени не уделялось достаточного внимания. Отрывочные сведения об оз. Кипящее даются только вместе с общей характеристикой гидротермальной деятельности вулкана Головнина. Краткие описания с приведением общего химического состава представлены в работах [Набоко, 1958; Сидоров, 1966; Мархинин, Стратула, 1977 и др.]. Состав озерных осадков детально описан в монографии Г.М. Власова [1971] и в работах [Набоко, 1958; Фазлуллин, Батоян, 1989]. Некоторые особенности химического состава водоема рассмотрены в работе [Зотов и др., 1988], вопросы массового и химического баланса затронуты в работе [Kalacheva et al., 2017]. Морфология озера представлена в монографии об озерах Курильских островов [Козлов, 2015].

В данной работе, на основании гидрохимического и газового опробования, результатов батиметрической съемки и гидрологических работ, выполненных в 2020—2021 гг., приводятся новые данные по химическому составу вод и батиметрии озера. Помимо общего состава, показано распределение микроэлементов, включая редкоземельные элементы (РЗЭ). Дается оценка выноса магматических летучих: гидротермальный поток (Cl и S (как SO₄)), а также диффузионный поток CO₂ с поверхности озера. Кроме того, обсуждаются проблемы формирования химического состава термальных вод, питающих озеро.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Основной объем экспедиционных работ был проведен в сентябре 2020 г. и в июле 2021 г. Полевые исследования включали: 1) гидрохимическое опробование озера вдоль береговой линии, термальных источников и речных вод; 2) гидрометрические работы (определение расходов) в руслах водотоков; 3) эхолотную съемку озера; 4) поинтервальное гидрохимическое опробование в центральной части озера; 5) измерение диффузионного потока CO_2 с поверхности озера и по его береговой линии; 6) аэрофотосъемку озера и прилегающих территорий. Схема гидрохимического опробования представлена на рис. 2а.

В местах отбора проб проводилось измерение pH, температуры и минерализации воды с помощью портативного анализатора Multi 340i/SET фирмы WTW. Пробы на макрокомпонентный анализ отбирались в пластиковые бутылки объемом 0.5 л, для определения микроэлементов пробы фильтровались в пробирки на 50 мл. Для отбора глубинных проб использовался батометр объемом 1 л. Учитывая низкий природный pH исследуемых вод, дополнительного подкисления проб не проводилось.

Аэрофотосъемка озера Кипящее проводилась 08.09.2020 г. при помощи БПЛА DJIMavic 2 Enterprise Advanced. На данном аппарате установлена двойная фотокамера (модель FC2403), которая позволяет делать снимки в видимом и тепловом инфракрасном диапазонах. На основе проведенной съемки были построены два (в видимом и инфракрасном диапазоне) ортофотоплана поверхности озера и прилегающей береговой границы.

Замеры потока почвенного CO_2 производились методом накопительной камеры, детально описанным в работе [Chiodini et al., 1998], с помощью прибора LI-COR LI-8100 (Канада). Также, в каждой точке была замерена температура грунта и воды на глубине до 20 см.

Для проведения гидрологических работ использовалась гидрометрическая микровертушка ГМЦМ-1, предназначенная для измерения осредненной за время наблюдения скорости течения водного потока в водотоках.

Анализ макрокомпонентов в водных пробах выполнялся авторами в Лаборатории постмагматических процессов ИВиС ДВО РАН. Определение концентраций Na⁺, K⁺, Ca²⁺, Mg²⁺, F⁻, Cl⁻, SO_4^{2-} производилось на ионном хроматографе Metrohm 883. Содержание SiO₂ и бора определялось фотоколориметрическим методом, Al, Fe – методом атомной адсорбции. Определение микроэлементов методом ICP-MS (Agilent 7500 CE) выполнялось в Приморском центре локального элементного и изотопного анализа ДВГИ ДВО РАН, Владивосток.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

История формирования и современное состояние оз. Кипящее

Формирование взрывной воронки, врезанной в южный склон Восточного экструзивного купола и прилегающий участок дна кальдеры, произошло в результате фреатического извержения вулкана Головнина 640–680 лет назад [Фазлуллин, Батоян, 1989]. Палеореконструкция донных отложений оз. Горячее, выполненная в цитируемой публикации, показала, что образовавшееся после взрыва озеро долгое время заполняло всю воронку. Примерно 400 лет назад русло серной протоки, по которой осуществлялся сток в соседнее озеро, значительно углубилось. Это стало причиной значительного снижения уровня воды с образованием террасы, частично сохранившейся в настоящее время. Существует мнение и об искусственном происхождении Протоки [Власов, 1971; Сидоров, 1966; и др.], однако данная информация нигде не детализируется. (Далее в тексте Протока будет именем собственным). Во времена эксплуатации серного месторождения (до 1945 г.), для снижения уровня воды оз. Кипящее, проводилось регулирование поверхностного стока холодных вод в озеро¹. Вдоль юго-западного берега, где происходит максимальный объем притока метеорных вод, и далее на юг, по диагонали пересе-

Бочкарев В.В., Власов Г.М., Марков А.К. и др. Геологопромышленный отчет о поисковых и разведочных работах в 1948 году на серу Курильской геологической экспедиции № 212 на островах Итуруп и Кунашир. Хабаровск, 1948. 359 с.



Рис. 2. Схема оз. Кипящее с точками гидрохимического опробования 2020–2021 гг. (геологическая основа – из работы [Власов, 1971]).

1 – отложения высоких озерных террас; 2 – торфяники; 3 – глыбовый делювий; 4 – андезиты; 5 – поверхностные сублимационные отложения серы; 6 – каолинизированные породы; 7 – озерные сероносные илы; 8 – термопроявления (источники (*a*), котлы (*б*), сольфатары (*в*)); 9 – обрывы; 10–14 – точки отбора проб: 10 – озеро, 11 – котлы, 12 – источники, 13 – ручьи, 14 – зоны выделения свободного газа.

кая мелководную часть озера, был установлен отводящий желоб, по которому водный поток попадал непосредственно в Протоку.

На берегах оз. Кипящее четко выделяются две зоны, в пределах которых наблюдается рассредоточенное парение, концентрируются сольфатары, кипящие водные и водно-грязевые котлы в широком диапазоне pH (2.5–6) и термальные источники с температурой $65-76^{\circ}$ C, pH = 6.6-6.8. Основная зона термопроявлений, с наиболее крупными сольфатарами, находится в северо-западной части озера (см. рис. 2). Часть парогазовых струй находится под водой; из-за постоянно выделяющихся газов поверхность озера постоян-



Рис. 3. Воронка с термальным потоком в северо-западной части оз. Кипящее по состоянию на сентябрь 2015 г. (а) и сентябрь 2020 г. (б).

но находится в движении, создается иллюзия кипения, хотя температура воды вблизи выходов значительно ниже 100°С. Здесь же в ходе полевых работ в 2015 г. нами был зафиксирован мощный подводный выход термальных вод рядом с берегом (рис. 3а). При повторном посещении в 2020 г. было выявлено, что вблизи этого источника изменилась конфигурация береговой черты, сформировался новый полуостров за счет серных песчаных отложений, перемещенных термальными потоками, а сам подводный источник стал более ярко выражен (см. рис. 3б). Выход термальных вод с температурой 50°С (в приповерхностном слое) проявляется в виде грифона с радиально расходящимися потоками воды и кольцом темносерой пены, окружающей разгрузку. Согласно работам [Набоко, 1958; Власов, 1971], песок вокруг озера и пена, плавающая по его поверхности, более чем на 90% состоят из серных сферических образований. Измеренная глубина воронки, из которой поступает вода, составила 4.5 м. Аэрофотосъемка озера с помощью квадрокоптера выявила еще несколько воронок, сквозь которые, вероятно, поступает гидротермальный поток (рис. 4а). Для уточнения геометрии дна озера в июле 2021 г. нами было выполнено эхолотное профилирование, по результатам которого была построена батиметрическая схема и рассчитаны морфометрические параметры озера. По нашим данным максимальная глубина озера составляет 25 м, что на 9 м больше, чем данные, полученные в 2006 г. [Козлов, 2015]. Рассчитанный по результатам съемки объем водных масс = 2.9×10^5 м³, сравним с оценкой, сделанной нами ранее на основе опубликованной батиметрической схемы [Kalacheva et al., 2017].

Химический состав газов и оценка диффузионного CO₂

Химический и изотопный состав свободных газов термальных источников и низкотемпературных фумарол, расположенных на берегах оз. Кипящее, подробно рассмотрены нами в работе [Kalacheva et al., 2017]. Показано, что в составе газов преобладает $CO_2 + H_2S$ (более 90 об. %) с относительно высоким содержанием метана и водорода (≤ 0.5 об. %). Концентрации H_2S в сухом газе фумарол достигает 24 об. %. Свободные газы,



Рис. 4. Батиметрическая карта оз. Кипящее (а) и распределение потока СО₂ по площади оз. Кипящее (б).

выделяющиеся со дна озера, имеют углекислый состав с повышенным (до 7 об. %) содержанием сероводорода.

В дополнение к ранее изученному химическому составу свободно выделяющихся газов, в сентябре 2020 г. была выполнена съемка диффузионного потока CO₂ по берегу, а в июле 2021 г. – с поверхности воды оз. Кипящее. Измерения вдоль береговой линии выполнялись на участках, сложенных озерными и гидротермальными отложениями и лишенных растительности. Изучение потока с водной поверхности выполнялись с по-

мощью плавучей платформы. Всего было выполнено более 30 наземных замеров на расстоянии не более 10 м от границы с водой и 10 измерений по площади озера. По результатам работ была построена карта-схема распределения потока СО₂ с поверхности озера с захватом береговой линии (см. рис. 4б). Выявлено, что объем потока углекислого газа сквозь почву незначительный и варьирует от 0.5 до 11 г/м²/сут. Максимальные значения были определены на наиболее активных термальных площадках, вблизи скоплений водногрязевых котлов северо-западной части и на термальной площадке у Протоки, вытекающей из озера. Минимальные – на заболоченном участке на южном берегу. Диффузионный поток СО₂ с поверхности озера на порядок выше, чем с прилегающих термальных полей. Учитывая то, что растворимость СО₂ в воде падает с повышением температуры, а в кислых условиях не переходит в раствор в виде гидрокарбонат-иона, то можно считать, что с водной поверхности оз. Кипящее в атмосферу выносится тот же объем СО₂, что поступает со дна озера. Высокая интенсивность потока сквозь воду, по сравнению с термальными площадками, может говорить о поступлении значительного количества термального флюида со дна озера и о лучшей проницаемости пород, слагающих дно озера. Прибрежные термальные поля сложены толщей слабопроницаемых плотных серно-глинистых отложений, препятствующих площадному выходу газов. С поверхности озера диффузионный поток СО₂ неравномерен и варьирует в диапазоне от 60 до 270 г/м²/сут (см. рис. 4б). Максимальная величина, практически в 5 раз превышающая среднее значение по площади водоема, обнаружена в северо-восточной части озера. Другая точка с высокими значениями определена на противоположном краю озера вблизи заболоченного участка. Возможно, это не точечные выходы СО₂, а линейная разгрузка сквозь разломную зону, пересекающую озеро с юго-запада на северо-восток и далее через подводное фумарольное поле оз. Горячее. Для уточнения данного факта необходимо провести детальные измерения как на оз. Кипящее, так и выходя за его пределы.

На основании полученных данных по распределению интенсивности потока CO₂ мы оценили общий диффузионный вынос диоксида углерода с поверхности оз. Кипящее, который составляет 5.2 т/сут, а с учетом прибрежной зоны — более 5.4 т/сут. Эти оценки носят предварительный характер, для уточнения объема выносимого углекислого газа сквозь оз. Кипящее необходимо провести исследования с более частым шагом измерений.

Геохимия вод оз. Кипящее и близлежащих термальных полей

В табл. 1 и 2 представлены данные гидрохимического опробования оз. Кипящее за 2020–2021 гг., а также репрезентативные анализы термальных и речных вод его водосборной площади. В построении графиков использовался весь набор имеющихся у авторов данных, полученных по результатам экспедиционных работ 2015–2021 гг.

Физико-химические показатели. Температура воды вдоль береговой линии озера в различных частях отличается более чем на 30°С. При температуре воздуха 20-25°С средняя температура воды от поверхности и на глубину до 1 м составила 35-37°С, понижаясь до 32-33°С в местах впадения холодных ручьев в южной и юго-западной частях. В северо-западном секторе, в местах скопления подводных термопроявлений в частично изолированных бухтах, вода прогревается до $60-70^{\circ}$ С, тогда как на открытых пространствах соответствует средней величине. Максимальные значения до 100°С фиксируются точечно в грунтах, в местах выхода парогазовой смеси. В центральной части озера температура воды на поверхности и по всей толщи, включая и воронку, остается постоянной 37-38°С (см. табл. 1). Наши измерения подтвердили сделанный ранее вывод [Зотов и др., 1988] об отсутствии температурного градиента в озере с глубиной. Однако измеренная в 1981 г. температура воды в центре водоема была ниже и составляла 33.5°С.

Величина рН воды в озере менее подвержена изменениям как по площади и глубине, так и во времени. Диапазон величин по поверхности составляет от 2.12 до 2.53, максимальные показатели зафиксированы на южной стороне озера, минимальные — в зоне подводных выходов термальных вод. По глубине в центральной воронке показатели стабильные по всему профилю (2.19–2.21).

Химический состав береговых термопроявлений. Для дальнейшего сравнительного анализа озерных вод и береговых термопроявлений дадим краткую характеристику наземных термальных вод.

Вблизи оз. Кипящее встречаются, преимущественно, два типа термальных водопроявлений: 1) кипящие котлы с низким pH = 2-4 и минерализацией до 3.2 г/л; 2) горячие (до $62-88^{\circ}$ C) термальные источники с близнейтральным pH (6.9-7.2) и минерализацией ~1 г/л. В анионном составе котлов преобладает сульфат-ион (до 1.9 г/л) (см. табл. 2), в относительно небольших количествах (в среднем 20-25 мг/л) постоянно присутствует

Шифр	Дата отбора	T, °C	рН (лаб)	F^{-}	Cl-	SO ₄ ²⁻	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	В	SiO ₂	Fe _{общ}	Al	Минера- лизация, г/л
					(Озеро	берег	овая ј	иния						
O-1	09.09.2020	37.4	2.25	1.70	956	498	319	42.9	118	50.9	29.6	137	17.02	10.45	2.18
O-2	12.09.2020	33.0	2.31	2.52	1087	532	350	46.4	119	54.9	19.8	161	23.56	11.55	2.41
O-3		36.8	2.53	1.46	839	454	292	38.7	135	48.8	15.8	166	15.48	8.77	2.02
O-4		32.5	2.40	1.73	990	466	328	43.5	118	50.0	17.2	164	18.43	10.36	2.21
O-5		38.7	2.31	2.19	1085	527	352	46.4	121	54.4	21.5	162	21.13	11.63	2.40
O-6	10.09.2020	47.7	2.12	1.95	1040	454	342	46.2	116	52.8	35.3	137	17.22	11.15	2.25
O-7		50.0	2.21	1.74	1004	494	338	44.5	165	52.7	35.1	143	18.96	11.47	2.31
O-8		49.9	2.18	1.86	1054	430	344	44.5	114	53.1	34.1	141	17.52	11.50	2.25
O-9		63.0	2.27	1.61	831	391	278	35.7	98.4	43.5	17.0	156	14.54	10.33	1.88
O-10	12.09.2020	40.8	2.37	1.92	994	481	325	42.5	110	50.5	19.6	158	18.94	11.00	2.21
O-11		35.2	2.33	1.93	1046	500	340	44.6	114	52.7	17.9	154	19.52	11.24	2.30
O-12		34.3	2.37	1.79	982	453	319	40.0	107	49.5	26.7	128	15.53	10.39	2.13
O-13		37.3	2.30	2.00	1079	514	350	46.0	117	54.3	30.0	159	17.43	11.37	2.38
O-14		36.1	2.32	2.00	1084	489	352	46.5	118	54.6	42.2	142	17.21	11.91	2.36
і і і і і і і і і і і і і і і Озеро центр															
O-1/5*	18.07.2021	36.7	2.20	2.07	1035	552	321	43.6	108	49.1	—	_	—	—	2.11
O-1/10*		36.5	2.19	1.90	1027	562	319	43.5	107	49.0	—	—	_	_	2.11
O-1/15*		37.2	2.19	1.91	1025	581	318	43.5	107	49.1	_	_	_	_	2.13
O-1/20*		37.0	2.21	2.06	1064	576	320	43.3	107	48.8	_	_	—	_	2.16
Оц-1/25*		36.4	2.18	2.06	1070	577	320	43.3	107	48.9	_	_	_	_	2.17
Оц-2/0*		38.4	2.20	2.25	987	648	329	44.7	110	50.3	_	_	_	_	2.17
Оц-2/5*		37.0	2.18	2.29	966	728	321	43.5	107	49.1	_	_	_	_	2.22
Оц-2/10*		36.2	2.17	2.49	963	750	322	43.5	107	49.1	_	_	_	_	2.24
Оц-3/0*	19.07.2021	38.5	2.20	1.90	1033	563	321	43.3	107	49.0	_	_	_	_	2.12
Оц-3/3*		37.2	2.21	1.90	1014	558	321	43.3	108	49.0	_	_	_	_	2.10
Оц-4/0*	18.07.2021	35.9	2.22	1.98	1040	526	321	43.3	107	49.0	_	_	_	_	2.09
Оц-4/6*			2.24	1.96	1009	515	317	42.8	106	48.3	_	_	_	_	2.04
Оц-5	19.07.2021	35.7	2.20	2.06	1047	567	321	43.4	107	49.1	_	_	_	_	2.14
Он-6		36.5	2.20	2.10	1038	611	322	43.4	107	49.0	_	_	_	_	2.17
							Прот	ока		.,					
Пр2015	12.09.2015	29.4	2.49	1.14	687	254	218	24.0	71.5	28.4	_	_	_	_	1.28
Пр2017	06.08.2017	32.5	1.86	1.46	779	401	232	31.4	93.6	39.8	19.78	167	10.39	8.15	1.78
Пр2020	09.09.2020	37.8	2.19	1.75	980	541	326	43.0	113	51.0	27.9	140	15.96	10.51	2.25
Пр2021	17.07.2021	31.7	2.23	1.75	933	482	303	41.0	105	46.9	_	_	_	_	1.91

Таблица 1. Химический состав вод оз. Кипящее, мг/л

Примечание. *Цифра после знака "/" – глубина отбора проб, м; прочерк – не определялось.

Шифр	Дата отбора	T, ℃	рН (лаб)	Cl-	SO ₄ ²⁻	HCO ₃	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	В	SiO _{2общ}	Fe _{общ}	Al ³⁺	М, г/л
	Источники (И), котлы (К)														
И-1	09.09.2020	62.5	6.89	30.0	71.8	604	101	10.32	135	30.08	1.49	222	< 0.1	0.04	1.21
И-2		88.0	7.19	26.4	165	312	85.0	10.16	109	24.23	1.24	120	< 0.1	< 0.04	0.85
И-3		75.7	6.60	26.6	186	337	85.8	10.38	110	24.64	1.26	124	< 0.1	< 0.04	0.91
K-1		88.7	2.25	22.2	1252		85.5	11.77	78.0	13.59	4.52	266	21.93	29.07	1.79
K-2		91.7	2.13	21.2	1441		80.6	7.90	83.0	14.23	6.10	295	18.65	26.27	1.99
K-3	10.09.2020	65.7	2.36	12.7	826		60.8	7.36	52.7	10.48	1.53	257	3.63	22.56	1.25
K-4		96.2	2.15	174	1869		248	19.8	160	16.55	7.76	191	19.71	19.66	2.73
K-5		96.2	1.96	21.78	1782		34.9	6.523	18.97	6.75	0.51	294	46.3	46.8	2.26
K-6		87.4	1.85	н.о.	1817		115	6.509	153	120	7.26	145	281	568	3.21
K-7		97.5	2.08	8.734	1246		54.0	7.39	56.31	5.17	0.88	252	10.75	25.36	1.67
							Ручы	1				1			
P-1	10.09.2020	9.7	6.63	9.043	24.48	25.02	8.57	0.79	11.54	2.15	< 0.2	56.6	< 0.1	< 0.04	0.14
P-2		9.5	6.66	8.985	25.64	28.07	9.04	0.89	10.57	2.09	< 0.2	57.5	< 0.1	< 0.04	0.14
P-3		9.0	6.57	9.206	19.72	28.68	9.05	0.91	9.88	1.92	< 0.2	51.4	< 0.1	< 0.04	0.13

Таблица 2. Химический состав термальных источников и речных вод вокруг оз. Кипящее, мг/л

СІ⁻. Катионный состав довольно пестрый, что типично для вод данного типа. Преобладающие значения имеют ионы натрия и кальция с концентрациями 80–150 мг/л, содержания Al и Fe не превышают 10–30 мг/л. Термальные источники с близнейтральным pH относятся к гидрокарбонатно-сульфатному типу, при подчиненном значении Cl⁻ (до 30 мг/л). Основными катионами выступают Ca²⁺ и Na⁺. Если котлы встречаются на всех термальных площадках, то источники находятся только у подножия увала, сложенного сцементированными серными отложениями (см. рис. 1) на восточном берегу рядом с Протокой.



Рис. 5. Анионный состав вод оз. Кипящее и береговых термопроявлений. а – треугольная диаграмма относительных концентраций HCO₃/SO₄/Cl; б – соотношение SO₄/Cl.

ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ № 1 2023

11



Рис. 6. Относительные концентрации катионов в воде оз. Кипящее и береговых термопроявлений. а – соотношение Ca/Mg/Na + K; б – соотношение Ca + Mg/Al + Fe/Na + K.

Химический состав оз. Кипящее. Химический состав воды озера значительно отличается от состава береговых термопроявлений (см. табл. 1). Преобладающим анионом в данном случае выступает Cl⁻ с концентрациями до 1 г/л. Содержание SO_4^{2-} практически в 2 раза меньше. На треугольной диаграмме анионов (рис. 5а) точки, отражающие состав вод озера, ложатся в одну компактную область. Во всех пробах присутствует фтор-ион в количестве до 2.5 мг/л и бор до 42 мг/л. Среднее весовое отношение Cl/В для кислых вод оз. Кипящее ~33.

При детальном рассмотрении данных, полученных по результатам гидрохимического опробования по всей площади, было выявлено, что отношение SO_4/Cl воды озера в пробах, отобранных в прибрежной зоне, несколько отличается от тех, что получены из его центральной части (см. рис. 5б). Среднее мольное отношение SO_4/Cl в первом случае составляет 0.18, а во втором, за счет более высоких концентраций сульфат-иона, немного выше – 0.20. При этом поинтервальное опробование в центре озера, включая участок с максимальными глубинами, не выявило значимых колебаний как в содержании сульфат- и хлорионов, так и их соотношениях по всему глубинному профилю (см. табл. 1). При постоянном отношение $SO_4/Cl = 0.2$ с глубиной несколько возрастают концентрации и хлор- и сульфат-ионов. Из общей картины выбивается один участок озера (точка отбора Оц-2, см. рис. 2), в которой, как на поверхности, так и на глубине 5 и 10 м концентрации хлор- и сульфат-ионов отличаются от значений, полученных для других точек опробования.

С глубиной наблюдается уменьшение содержания Cl⁻ при увеличении SO₄²⁻ (см. табл. 1, рис. 5б), соотношение SO₄/Cl в придонной части равно 0.3. Следует отметить, что на этом участке был измерен максимальный, значительно превышающий полученные данные для других участков, поток СО2 сквозь озеро. Повышенная диффузионная эманация углекислого газа может быть связана с увеличенным потоком гидротермального флюида к поверхности, который аэрофотосъемкой фиксируется на поверхности воды в виде кольцевой структуры (см. рис. 4а), сформированной расходящимся потоком термальных вод ("грифоном"), примерно таким, как можно наблюдать вблизи берега (см. рис. 3б). В геохимическом плане восходящий поток фиксируется изменением соотношения SO_4/Cl .

Среди катионов в составе озерной воды преобладает Na⁺ (до 350 мг/л), затем следует Ca²⁺ = = 107-165 мг/л. В практически равных количествах определены K⁺ и Mg²⁺ (40–50 мг/л), концентрации Al и Fe не превышают 25 мг/л. Минимальные концентрации всех макрокатионов вдоль береговой линии озера определены не в зоне смешения с пресными водотоками, а в условно изолированной бухте, где сосредоточено максимальное количество подводных парогазовых выходов (см. табл. 1, т. O–9).

По соотношению катионов (рис. 6) состав озера как вдоль берега, так и в центральной части озера постоянен. На обеих диаграммах точки компактно группируются вблизи угла Na + K и вдали от составов вмещающих пород. Основны-



Рис. 7. Коэффициенты обогащения элементов между вмещающей породой и раствором для породообразующих (а) и редких (б) элементов оз. Кипящее.

ми породами, слагающими кальдеру, являются лавы и туфы андезитового состава [Горшков, 1967]. Для построения графика была использована выборка данных по составу андезитов из работ [Федорченко и др., 1989; Мартынов и др., 2010]. От береговых термопроявлений вода озера отличается более низкими содержаниями кальция (при равноценных концентрациях магния), а в случае кислых сульфатных котлов, и алюминия с железом.

Микроэлементный состав. В табл. 3 представлена выборка данных по широкому набору микроэлементов в воде озера и береговых термопроявлениях. Поведение макро- и микроэлементов в водах различных типов хорошо отражают диаграммы, приведенные на рис 7. Коэффициенты распределения элементов между вмещающей породой и водой F_i определяются как отношение нормированных концентраций элемента в воде к его содержанию в породе. В качестве нормирующего элемента нами взят магний из-за его консервативного поведения в кислых флюидах. Ввиду отсутствия полных данных по микрокомпонентному составу вулкана Головнина, в качестве вмещающей породы взяты концентрации для среднего островодужного андезита из справочника [Войткевич и др., 1990]. Графически отображенное распределение коэффициентов указывает на то, что формирование химического состава озерной воды обусловлено не только растворением вмещающих пород, которое показано нами, например, для кратерного озера вулкана Малый Семячик (Камчатка) [Калачева и др., 2022]. Наблюдается существенное обогащение ультракислых вод по отношению к вмещающим породам шелочными металлами (K, Na) и Mn. Содержание кальшия остается на уровне породных соотношений, а концентрации Al, Fe и Si ниже за счет выпадения их в осадок в составе минеральных фаз. Как неоднократно отмечалось [Набоко, 1958; Сидоров, 1966; Зотов, 1967 и др.], из воды озера происходит интенсивное осаждение алунита и пирита. Также наблюдается обычное для ультракислых вод значительное обеднение титаном, что связано с низкой подвижностью соединений этого элемента. Точки на графике породообразующих элементов для проб, отобранных в разных частях озера, как по площади, так и по глубине, занимают одинаковые позиции, что дополнительно подтверждает принадлежность катионного состава воды озера единому глубинному раствору.

Сортировка коэффициентов обогащения микроэлементов в воде по отношению к породе произведена по пробе Оц-1/25, полученной из наиболее глубокой части центральной воронки озера. Из графика на рис. 76 следует, что подобно породообразующим элементам, распределение значений по микроэлементам для всех представленных образцов практически одинаковое. Коэффициенты обогащения для вод демонстрируют монотонное уменьшение в пределах 5 порядков. Для озера в целом характерно обогащение бором и, наряду с натрием и калием, редкими щелочными элементами (Li, Rb, Cs). Небольшое обогащение относительно породы также отмечаются для Zn, Se, Cd и As. Подвижные халькофильные элементы, а также бор, могут поступать в раствор из внешних источников, таких как измененные породы, обогащенные сульфидами и глинистыми

ppb	O-8	Оц-1/25	Оц-2/0	Оц-2/10	Пр2020	И-3	K-4	K-7
Li	167.5	181.7	178.7	170.6	138.3	24.03	87.46	28.88
Be	0.880	0.920	0.926	0.891	0.738	0.006	0.093	0.132
Р	≤62	10.56	15.54	13.82	≤59	87.27	57.36	49.30
Sc	17.61	15.27	15.75	13.70	13.94	0.548	8.30	9.48
Ti	1.28	2.32	2.27	2.84	1.01	0.578	18.03	3.28
V	56.30	60.53	62.12	53.88	46.06	0.371	35.56	30.82
Cr	≤1	4.09	2.11	3.60	≤0.87	0.227	1.65	0.743
Mn	4777	5130	5217	4626	3919	1069	733	519
Co	0.206	0.346	0.367	0.409	0.142	0.216	8.77	1.55
Ni	≤0.99	1.82	1.60	2.01	≤0.67	1.17	3.06	1.21
Cu	2.69	2.76	2.66	2.70	2.04	0.827	9.44	4.27
Zn	3948	2775	2681	2601	3222	2.66	271	173
Ga	2.77	4.29	4.16	4.03	2.37	0.124	1.42	0.630
Ge	11.72	9.74	9.93	8.82	9.65	3.76	10.10	2.84
As	127	11.78	102	334	30.48	16.41	828	429
Se	2.79	2.64	2.49	2.18	≤2	≤0.024	3.04	0.961
Rb	100.6	93.98	91.76	87.70	84.01	22.85	29.89	16.74
Sr	280	258	252	241	243	350	324	130
Y	57.45	51.75	50.37	48.48	47.08	0.102	9.04	10.58
Zr	0.059	0.439	0.294	0.204	0.021	0.135	0.817	0.473
Nb	≤0.0014	0.0012	0.0009	0.0020	≤0.0017	0.0016	0.0026	0.0008
Мо	≤0.011	0.481	0.285	0.324	≤0.012	0.015	0.490	0.137
Ag	0.015	0.022	0.011	0.0213	≤0.011	≤0.002	0.0113	0.0066
Cd	21.70	10.60	11.44	16.61	15.54	≤0.0049	4.94	1.33
Sn	≤0.024	0.051	0.047	0.067	≤0.02	0.057	0.253	0.039
Sb	0.270	0.614	0.706	1.38	0.090	0.264	6.56	2.11
Te	≤0.084	≤0.0073	0.0139	0.0162	≤0.092	≤0.012	0.2986	0.1044
Cs	24.17	20.29	19.68	18.73	20.06	3.63	9.88	7.84
Ba	108	210	183	140	120	82.41	23.23	37.92
La	0.570	0.522	0.514	0.471	0.474	0.011	1.276	0.882
Ce	2.323	2.033	2.008	1.882	1.912	0.089	3.775	2.744
Pr	0.555	0.474	0.456	0.444	0.455	0.003	0.620	0.449
Nd	4.246	3.569	3.513	3.356	3.564	0.018	3.349	2.470
Sm	3.246	2.868	2.813	2.677	2.790	0.007	1.105	0.931
Eu	1.156	1.009	0.986	0.950	0.971	0.011	0.320	0.314
Gd	6.964	5.755	5.579	5.338	5.813	0.010	1.358	1.299
Tb	1.419	1.297	1.250	1.199	1.208	0.001	0.252	0.259
Dy	10.102	8.955	8.707	8.370	8.528	0.010	1.638	1.780
Но	2.120	1.905	1.831	1.762	1.794	0.002	0.353	0.397
Er	6.224	5.504	5.308	5.074	5.180	0.007	1.060	1.236
Tm	0.861	0.763	0.739	0.704	0.722	0.001	0.156	0.186
Yb	5.329	4.688	4.486	4.329	4.610	0.006	1.038	1.266

Таблица 3. Микроэлементный состав термальных вод (мкг/л)

ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ № 1 2023

ppb	O-8	Оц-1/25	Оц-2/0	Оц-2/10	Пр2020	И-3	K-4	K-7
Lu	0.724	0.658	0.638	0.610	0.621	0.001	0.166	0.195
Hf	≤0.014	0.035	0.028	0.026	≤0.015	0.0034	0.0185	0.0122
Та	≤0.0054	0.0059	0.0054	0.0057	≤0.0045	≤0.0005	≤0.0015	0.0015
W	≤0.017	0.0211	0.0277	0.0231	≤0.02	0.2032	0.0695	0.0108
Tl	5.08	3.81	4.08	4.90	5.39	0.023	3.17	0.426
Pb	17.45	10.07	14.65	33.91	1.56	0.138	61.87	6.96
Bi	≤0.0082	0.0038	0.0025	0.0025	≤0.0084	0.0016	0.0199	0.0075
Th	≤0.022	0.0064	0.0107	0.0134	≤0.021	0.0073	0.1702	0.1323
U	0.370	0.279	0.272	0.272	0.361	0.002	0.066	0.039

Таблица 3. Окончание

минералами. Нельзя исключать и вклад магматических паров, особенно в отношении бора. Для элементов с минимальными коэффициентами существует некоторая флуктуация в значениях коэффициентов обогащения, но в целом они близки. В эту группу попадают Nb, Zr, Hf, Co, Cr, Ni, Ta и др. Среди них Ni и Co могут теряться при совместном осаждении с сульфидами железа, остальные очень устойчивы в матрице породы и не переходят в воду даже при очень низком pH.

Как мы отмечали ранее [Kalacheva et al., 2017], такое распределение элементов нетипично для ультракислых сульфатно-хлоридных вулканических вод и может быть связано с дополнительным их смешением с термальными водами другого типа, вероятнее всего, с хлоридными натриевыми водами глубинного водоносного горизонта, расположенного под кальдерой вулкана и разгружающегося в виде кипящих источников у подножия вулкана на Охотоморском побережье.

Поведение РЗЭ в водах оз. Кипящее в сравнении с данными по береговым котлам и источникам показано на рис. 8. Профили порода/хондрит для среднего состава андезитов о. Кунашир, по [Мартынов и др., 2010], практически плоские с небольшим монотонным обеднением легкими РЗЭ. Графики, нормализованные как по хондриту, так и по вмещающим породам для береговых термопроявлений, отличаются. Для бессточных котлов с pH < 4 содержания лантаноидов на два порядка выше, чем в источниках с pH > 6. Для обеих групп характерны относительно плоские нормализованные профили, но в первом случае наблюдается небольшая отрицательная аномалия европия, а во втором – ярко выражены положительные аномалии Се и Еи. Концентрации лантаноидов в водах оз. Кипящее находятся на уровне содержаний в береговых котлах, но в нормированных профилях выявлено обеднение в отношении легких РЗЭ, почти плоские от Tb до Lu и с небольшой отрицательной европиевой аномалией. Такое поведение можно объяснить частичной потерей легких РЗЭ в результате соосаждения с алунит-ярозитовой ассоциацией, как это было предложено для других кислых гидротермальных сред (например, в работе [Varekamp, 2015]). Профили лантаноидов в водах озера и Протоки идентичны, что указывает на отсутствие дополнительных геохимических барьеров и полный вынос элементов за пределы озера.

К вопросу о формировании химического состава вод озера

Еще в середине прошлого века В.В. Ивановым [1960] была предложена общая классификация термальных вод вулканических районов. Сульфатные воды сольфатарных полей вулкана Головнина отнесены им к фумарольным термам поверхностного формирования, а хлоридно-сульфатные воды оз. Кипящее – к фумарольным термам глубинного формирования. Воды первого типа [Иванов, 1960] образуются в самых поверхностных горизонтах за счет поглощения грунтовыми водами вулканических газов, уже "отфильтрованных" на глубине подземными водами. Формирование термальных вод второго типа происходит в более высокотемпературных условиях, в результате насыщения подземных вод магматическими газами. Обычно эти воды разгружаются на некотором удалении от зоны восходящего потока, характеризуются низкой газонасыщенностью, большими дебитами (до несколько десятков литров в секунду) и температурами до 100°С. Эта схема формирования "вулканических" вод практически не потеряла своего значения [Taran, Kalacheva, 2020]. Однако в случае кратерного озера Кипящее существует некоторая специфика, которая позволяет сделать уточнения в определении формирования химического состава его вод.

(a) (б) 10^{3} 10^{0} 10^{2} 10^{-1} порода/хондрит 10^1 10^{-2} 10^{0} Вода/хондрит 10^{-1} 10^{-3} 10^{-2} вода/порода 10^{-4} 10^{-3} 10^{-4} 10^{-5} 10^{-5} 10^{-6} 10^{-6} 10^{-7} 10^{-7} La Ce Pr NdSm Eu Gd Tb Dy Ho Er Tm Yb Lu 0 La Ce Pr Nd Sm Eu Gd Tb Dy Ho Er Tm Yb Lu 0 РЗЭ РЗЭ Протока источники (pH > 6) оз Кипяшее 0 котлы (pH < 4) ручьи пресные

Рис. 8. Нормированные профили РЗЭ в разных типах вод в районе оз. Кипящее по отношению к хондриту, по [McDonough, Sun, 1995] (а) и вмещающим породам, по [Мартынов и др., 2010] (б).

Восходящий поток термальных вод, сопровождающийся выделением свободных газов, указывает на наличие изолированного напорного водоносного горизонта с ограниченной областью разгрузки, что подтверждается резким отличием в составах вод озера и береговых термопроявлений. Наличие значительных концентраций хлорид- и сульфат-ионов указывает на поступление кислых вулканических газов, включая HCl, SO₂, хорошо растворимых в воде. Скорее всего, источником этих флюидов служит остывающая близповерхностная интрузия (или комплекс интрузий), с внедрением которых в посткальдерный период связаны экструзивные купола внутри кальдеры. В таком случае подводящий канал, заполненный раздробленной породой, по которому происходили последние извержения вулкана Головнина и над которым сформировалась воронка взрыва, заполненная в настоящее время оз. Кипящее, может вмещать локальный термальный водоносный горизонт. В этом горизонте и происходит поглощение поднимающихся кислых вулканических газов. Подобные близповерхностные гидротермальные резервуары приурочены к ряду активных вулканов, характеризующихся наличием кратерных озер с ультракислой сульфатно-хлоридной водой, например, Малый Семячик (Камчатка), Руапеху (Новая Зеландия), Копауэ (Аргентина), Кава Иджен (Индонезия) и др. Существование подобных озер определяет баланс сложного взаимодействия вулканических/гидротермальных газов окружающих горных пород и метеорных вод [Pasternack, Varekamp, 1997]. Такие локальные вулкано-гидротермальные системы представляют собой неустойчивые системы, склонные к быстрым изменениям температуры, кислотности и химического состава. Нагрев озерной воды регулируется балансом между тепловым потоком из глубины, испарением и поступлением холодной метеорной воды, стоком и испарением с поверхности [Pasternack, Varekamp, 1997]. Для Кипящего озера постоянство температуры и химического состава по глубине и отсутствие стратификации указывают на высокий конвективный поток и, как следствие, почти идеальное перемешивание вод озера. Изменение условий поступления теплового и водного потоков в озеро, связанное, например, с герметизацией трещин, в ходе вторичного минералообразования может снижать интенсивность конвекции в озере. В озере может образоваться стратификация с более теплыми концентрированными придонными водами, на которые влияет гидротермальный приток, и более прохладными, но более разбавленными поверхностными водами, подверженными воздействию низких атмосферных температур, как наблюдалось в 1974 г. [Зотов и др., 1988]. Падение проницаемости за счет заполнения трещин приводит к постепенному повышению давления в неглубокой вулкано-гидротермальной системе. Декомпрессия может происходить за счет фреатических взрывов, которые (по словам местных жителей), иногда происходят в центральной части озера. В настоящее время мы наблюдаем в воде максимальные концентрации ряда элементов, включая основные анионы (хлор, сульфат), по сравнению со всеми опубликованными данными и нашими исследованиями в 2015 и 2017 гг., что указывает на повышенную интенсивность гидротермального потока.

На наличие глубинного хлоридно-натриевого резервуара под кальдерой Головнина указывает разгрузка кипящих Na-Cl слабощелочных источников на Охотоморском побережье с внешней стороны кальдеры [Kalacheva et al., 2017]. В самой кальдере основная гидротермальная деятельность, не считая оз. Кипящее, проявляется в виде парогазовых струй (сольфатар) и нагретых паром сульфатных котлов. Состав газов (в основном, $CO_2 + H_2S$) отвечает составу типичных паровых струй паровой "шапки", образованной в верхних частях высокотемпературной гидротермальной системы за счет кипения глубинного раствора. Такая стратификация характерна для многих гидротермальных систем, например, для Мутновской и Кошелевской на Камчатке [Таран. 1988: Калачева и др., 2016]. Таким образом, оз. Кипящее представляет собой проявление независимой вулкано-гидротермальной системы, типичной для активных вулканов с кратерными озерами. Это означает, что эта система является "конденсором" магматических газов, отделяющихся от неглубокого магматического очага под озером. Малоглубинный очаг, вероятно, является частью более глубокого, более древнего очага, над которым сформирован классический хлоридный натриевый резервуар. Локальные тектонические нарушения могут способствовать смешению хлоридно-натриевых вод глубинного геотермального резервуара и ультракислых "магматических" вод, что приводит к более высоким по отношению к породе содержаниям натрия и калия, особенностям в распределении концентраций микроэлементов (см. рис. 8) и относительно высоким рН (2 < pH < 2.5) воды озера.

Массовый и химический баланс оз. Кипящее. Гидротермальный вынос магматических Cl и S

Водный баланс озера Кипящее регулируется осадками, поступлением в него горячих ($M_{\text{терм}}$) и холодных вод ($M_{\text{хол}} = M_{\text{осадки}} + M_{\text{приток}}$), испарением с поверхности озера ($M_{\text{исп}}$), инфильтрацией (просачиванием) через дно озера ($M_{\text{инф}}$) и стоком (дренажом) через Протоку ($M_{\text{дрен}}$). Это может быть записано в виде уравнения:

 $\mathbf{M}_{\text{терм}} + \mathbf{M}_{\text{приток}} + \mathbf{M}_{\text{осадки}} = \mathbf{M}_{\text{исп}} + \mathbf{M}_{\text{инф}} + \mathbf{M}_{\text{дрен}}.$

Общий вклад метеорных вод в озеро (осадки + + сток) можно оценить, если известна площадь водосбора. Озеро расположено в амфитеатре площадью ~8 × 10⁴ м². Открытая часть этого амфитеатра частично наклонена в сторону озера. Детальные гидрологические работы, выполненные в меженный период (сентябрь 2020 г.), показали, что в озеро с южной стороны впадают 4 достаточно крупных ручья дебитами от 10 до 25 л/с, около десятка мелких (Q = 0.1 - 0.3 л/c) и с заболоченного участка вода поступает по всей поверхности, не формируя водотоков. Следовательно, постоянный приток холодных вод в озеро, М_{приток}, составляет 70-80 л/с. При среднегодовом количестве осадков 1250 мм² поступление осадков в озеро $(M_{\text{осалки}})$ составляет 5 ± 2 кг/с, считая, что во время дождей вся вода со склонов амфитеатра стекает в озеро. Ежесекундный сток из озера через Протоку, Мдрен, в этот период по результатам 8 измерений равен 120 л/с. Кроме стока через Протоку, вода из озера уходит за счет испарения и путем инфильтрации (просачивания) через дно озеро. По оценкам для других кратерных озер [Taran et al., 2008], поток просачивания составляет (2 \pm 1) × × 10⁻⁴ кг/м²/с, т.е. при площади поверхности озера 4.6 \times 10⁴ м² просачивание через дно (М_{инф}) составит около 10 кг/с. Скорость испарения из озера можно оценить с помощью одного из предложенных уравнений [Hurst et al., 2015], включающих разность температур озера и воздуха, скорость ветра, влажность и давление водяного пара у поверхности озера. Для озера Кипящее скорость испарения (по метеоданным²) можно оценить в зависимости от используемого уравнения от 6 до 12 кг/с $(M_{\mu c \pi} = 9 \pm 3 \text{ кг/c}),$ что близко к питанию озера за счет осадков.

17

Таким образом, суммируя все составляющие элементы баланса, получаем долю потока термальной воды, питающей озеро, М_{терм}, равную 64 кг/с. Ошибка, с которой оценена эта величина, может быть весьма большой, поскольку кроме достаточно точного определения дренажного стока Протокой, остальные составляющие баланса оценены с неустановленной неопределенностью. Кроме того, мы усреднили все сезонные показатели, не разделяя зимний и летний периоды. Пока можно сказать, что измеряемый сток из озера (расход Протоки) примерно наполовину обеспечивается горячими источниками, поднимающимися со дна озера.

Как показали наши исследования, Протока, через которую осуществляется сток из озера, определяет интегрированные параметры озера. Концентрации макрокатионов, содержащиеся в ее водах, и их соотношения, а также содержания микроэлементов повторяют данные по озеру (при условии единовременного опробования). Состав анионов в сентябре 2020 г. составил 980 мг/л Cl и

² Барабанов Л.Н. Гидротермы Курильской вулканической области / В двух книгах. Петропавловск-Камчатский: ИВ ДВНЦ АН СССР, 1976. 802 с.

541 мг/л SO₄, pH 2.19 при температуре 37.8°C, что значительно выше данных, полученных нами в 2015 г. [Kalacheva et al., 2017] (см. табл. 1). Измеренный расход воды в Протоке — 120 ± 10 л/с (среднее значение из 8 промеров, выполненных утром и вечером в течение 4-х дней), что также выше данных 2015 г.

Зная концентрации анионов и общий дебит, мы можем оценить ежесуточный гидротермальный вынос глубинного хлора и серы через Протоку. В фоновых ручьях, питающих оз. Кипящее, концентрация хлор-иона составляет 8.9—9.2 мг/л. С учетом этих данных мы получаем ежесекундный общий вынос хлора за пределы оз. Кипящее 116 г/с, что практически в два раза выше наших предыдущих расчетов по данным 2015 г. (64 г). Ежесуточный сток составляет 10 т, а в воде озера постоянно находится более 32 тыс. т растворенного хлора.

Сера активно осаждается как в самородном виде, так и в минеральных комплексах. Часть ее остается на дне и по берегам озера в виде ила, часть выносится через Протоку в виде пены и взвеси, делая воду ручья мутной. Мы располагаем данными, которые могут позволить оценить только растворенный вынос сульфат-ионов. При среднем количестве его в воде озера в 541 мг/л мы получаем ежесекундный гидротермальный сток в 62 г. Таким образом, ежесуточно в растворенном виде с оз. Кипящее выносится 5.4 т SO₄, что также в два раза превышает полученные ранее нами данные.

Исключая аналитическую ошибку, так как все химические анализы макрокомпонентов выполнялись на одном приборе, в одной лаборатории, можно с уверенностью сказать, что гидротермальная деятельность вулкана Головнина с 2015 г. значительно усилилась.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По результатам комплексного изучения, включая геохимическую съемку, батиметрию, аэрофотосъемку и гидрологические работы, выполненные в 2020–2021 гг. выявлено, что оз. Кипящее – типичное кратерное вулканического озеро. Оно представляет собой поверхностное проявление близповерхностной локальной гидротермальной системы, содержащей ультракислый раствор хлоридносульфатного типа. Основным процессом формирования химического состава термальных вод, как и для других вулканических вод, является растворение кислых магматических газов в подземных водах с последующим взаимодействием с вмещающими породами. Дополнительно происходит смешение с нейтральными водами хлоридного натриевого состава, что выражается в обогащении хлором, натрием, калием. Ориентировочная доля потока термальной воды, питающей озеро, в общем массовом балансе составляет 64 кг/с.

На основании полученных данных по распределению интенсивности потока CO_2 впервые оценен общий диффузионный вынос диоксида углерода с поверхности оз. Кипящее, который составляет 5.2 т/сут, а с учетом прибрежной зоны более 5.4 т/сут.

Ежесуточный гидротермальный вынос растворенного хлора составляет 10 т, а $SO_4 - 5.4$ т, что практически в два раза превышает полученные нами результаты по данным 2015 г. и указывает на усиление гидротермальной активности в кальдере вулкана Головнина. Дополнительно, на возросший гидротермальный поток указывают такие факторы как: выявление более высоких среднестатистических концентраций основных анионов (хлор и сульфат-ионы) в озерной воде; наблюдение вблизи берега мощного потока термальных вод, деятельность которого привела к формированию нового серного полуострова; определение нескольких локальных концентрических структур, которые также могут быть выходами термальных вод; с наиболее крупной структурой связан аномально высокий диффузионный поток СО₂ и локальные изменения в химическом составе воды.

Озеро Кипящее требует пристального внимания и проведения постоянного геохимического мониторинга, который позволит оценить состояние вулкана Головнина, выявить возможные индикаторы будущей вулканической активности.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность Д.Ю. Кузьмину за помощь при полевых работах, а также всем сотрудникам Курильского заповедника, особенно Елене Линник и Александру Яковлеву за всестороннюю помощь и поддержку во время работ на о. Кунашир.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ № 20–17–00016.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Пономарева В.В. и др. Возраст действующих вулканов Курило-Камчатского региона // Вулканология и сейсмология. 1994. № 4/5. С. 5–32.

Бортникова С.Б., Бессонова Е.П., Гора М.П. и др. Газогидротермы активных вулканов Камчатки и Курильских островов: состав, строение, генезис. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2013. 282 с.

Власов Г.М. Вулканические серные месторождения и некоторые проблемы гидротермального рудообразования. М.: Наука, 1971. 360 с.

Войткевич Г.В., Кокин А.В., Мирошников А.Е., Прохоров В.Г. Справочник по геохимии. М.: Недра, 1990. 480 с.

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

Зотов А.В. Современное образование алунита в кратерном озере Кипящее (вулкан Головнина, о. Кунашир) // Докл. АН СССР. 1967. Т. 174. № 3. С. 671–675.

Зотов А.В., Сорокин В.И., Никитин И.Б. Некоторые особенности современной гидротермальной деятельности в кальдере вулкана Головнина (о-в Кунашир) // Современные гидротермы и минералообразование / Отв. ред. Ф.В. Чухров. М.: Наука, 1988. С. 54–69.

Иванов В.В. О происхождении и классификации современных гидротерм // Геохимия. 1960. № 5. С. 443–449.

Калачева Е.Г., Рычагов С.Н., Королева Г.П., Нуждаев А.А. Геохимия парогидротерм Кошелевского вулканического массива (Южная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2016. № 3. С. 41–56.

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.

Козлов Д.Н. Кратерные озера Курильских островов. Южно-Сахалинск: ГБУК "Сахалинский областной краеведческий музей" ИМГиГ ДВО РАН, 2015. 112 с.

Мартынов Ю.А., Ханчук А.И., Кимура Дж.И. и др. Геохимия и петрогенезис четвертичных вулканитов Курильской островной дуги // Петрология. 2010. Т. 18. № 5. С. 1–25.

Мархинин Е.К., Стратула Д.С. Гидротермы Курильских островов. М.: Наука, 1977. 212 с.

Набоко С.И. Об образовании озерной серы на вулкане Головнина // Бюлл. вулканол. станций. 1958. № 27. С. 43–50.

Никитина И.Б. Состав и металлоносность гидротерм Курильской островной дуги // Современные гидротермы и минералообразование. М.: Наука, 1988. 168 с.

Сидоров С.С. Гидротермальная деятельность кальдеры Головнина (о-в Кунашир) // Бюлл. вулканол. станций. 1966. № 42. С. 22–29.

Таран Ю.А. Геохимия геотермальных газов. М.: Наука, 1988. 168 с.

Фазлуллин С.М., Батоян В.В. Донные осадки кратерного озера вулкана Головнина (их формирование и геохимия) // Вулканология и сейсмология. 1989. № 2. С. 44–55.

Федорченко В.И., Абдурахманов А.И., Родионова Р.И. Вулканизм Курильской островной дуги: геология и петрогенез. М.: Наука, 1989. 239 с. *Chiodini G., Cioni R., Guidi M. et al.* Soil CO₂ flux measurements in volcanic and geothermal areas // Appl. Geochem. 1998. V. 13. P. 543–552.

Christenson B.W., Wood C.P. Evolution of a vent hosted hydrothermal system beneath Ruapehu Crater Lake, New Zealand // Bull. of Volcanol. 1993. V. 55. P. 545–565.

Delmelle P., Bernard A. The remarkable Chemistry of sulfur in hyper-acid crater lakes: a scientific tribute to Bokuichiro Takano and Minoru Kusakabe / Eds D. Rouwet, B. Christenson, F. Tassi, J. Vandemeulebrouck // Volcanic Lakes. Advances in Volcanology. Springer-Verlag, 2015. P. 239– 260.

Hurst T., Hashimoto T., Terada A. Crater Lake energy and mass balance / Eds D. Rouwet, B. Christenson, F. Tassi, J. Vandemeulebrouck // Volcanic Lakes. Advances in Volcanology. Springer-Verlag, 2015. P. 307–322.

Kalacheva E., Taran Y., Voloshina E., Inguaggiato S. Hydrothermal system and acid lakes of Golovnin caldera, Kunashir, Kuril Islands: Geochemistry, solute fluxes and heat output // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 2017. V. 346. P. 10–20.

McDonough W.F., Sun S. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120. P. 223–253.

Pasternack G., Varekamp J.C. Volcanic lake systematics. I. Physical constraints // Bull. of Volcanology. 1997. V. 58. P. 528–538.

Rouwet D., Tassi F., Mora-Amador R. et al. Past, present and future of volcanic lake monitoring // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2014. V. 272. P. 78–97.

Taran Y., Rouwet D., Inguaggiato S., Aiuppa A. Major and trace element geochemistry of neutral and acidic thermal springs at El Chichón volcano, Mexico. Implications for monitoring of the volcanic activity // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 2008. V. 178. P. 224–236.

Taran Y.A., Rouwet D. Energy-budget nad mass balance estimations of the thermal input to El Chichon crater lake, Mexico // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 2008. V. 175. P. 472–481.

Taran Y.A., Kalacheva E.G. Acid sulfate-chloride volcanic waters; Formation and potential for monitoring of volcanic activity // J. Volcanol. And Geotherm. Res. 2020. 107036. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2020.107036

Varekamp J.C. The chemical composition and evolution of volcanic lakes / Eds D. Rouwet, B. Christenson, F. Tassi, J. Vandemeulebrouck // Volcanic Lakes. Advances in Volcanology. Springer-Verlag, 2015. P. 93–123.

Varekamp J.C., Pasternack G.B., Rowe G.L. Volcanic lake systematics. II. Chemical constraints // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 2000. V. 97. P. 161–179.

Volcanic Lakes // Advances in Volcanology / Eds D. Rouwet, B. Christenson, F. Tassi, J. Vandemeulebrouck. Springer-Verlag, 2015. 534 p.

Crater Lake Kipyashchee of Volcan Golovnin Caldera: Geochemistry of Water and Gases, Output of Magmatic Volitatives (Kunashir Island)

E. G. Kalacheva^{1, *}, Yu. A. Taran¹, E. V. Voloshina¹, K. V. Tarasov¹, D. V. Melnikov¹, T. A. Kotenko¹, and D. M. Erdnieva¹

¹Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, bulvar Piipa, 9, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006 Russia *e-mail: keg@kscnet.ru

Lake Kipyashchee (Boiling) with an area of ~4.6 ha and a maximum depth of 25 m fills the explosion funnel near one of the extrusive domes of the Golovnin volcano caldera. The water of the lake is ultra-acid (pH = 2.2-2.5) of the chloride-sulfate type with a mineralization of 2.0-2.2 g/l. The water temperature on the surface varies from 30 to 100°C, the average is 37°C. The flow of the lake is carried out through the Protoka in the lake Goryachee (Hot) is 120 l/s (August 2021). The hydrothermal output of magmatic Cl and S (as SO₄) from Lake Kipyashchee is 10 t/day and 5.4 t/day, respectively. For the first time, the total diffusive removal of carbon dioxide from the surface of Lake Kipyashchee was estimated as 5.4 tons/day. Obtained from the results of field work in 2020–2021 geochemical data indicate an increase (compared to 2015) in hydrothermal activity in the Golovnin volcano caldera.

Keywords: Golovnin caldera, hydrothermal system, volcanic lakes, water geochemistry, magmatic volatiles

УДК 551.21+552.3+550.34

О СМЕШЕНИИ ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ И МАГНЕЗИАЛЬНЫХ МАГМ НА ВУЛКАНЕ КЛЮЧЕВСКОЙ (КАМЧАТКА)

© 2023 г. С. А. Хубуная^{*a*, *}, В. С. Хубуная^{*a*, **}, А. П. Максимов^{*a*}

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

***e-mail: vissarion69@bk.ru* Поступила в редакцию 17.06.2022 г. После доработки 15.09.2022 г. Принята к публикации 03.11.2022 г.

Признаки смешения умереннокалиевых магнезиальных и высокоглиноземистых магм на вулкане Ключевской выявлены на основе анализа состава минералов и геохимических особенностей элементов-примесей во время кристаллизации. Минералогические особенности и распределение Mg, Fe, Cr, Ni, Co, Al в оливинах и клинопироксенах магнезиальных базальтов и высокоглиноземистых андезибазальтов побочных и вершинных извержений 1938, 1966, 1945 и 1994 гг. вулкана Ключевской свидетельствуют об инъекции магнезиальных базальтовых расплавов в высокоглиноземистую магму.

Ключевые слова: минерал, высокоглиноземистый, магнезиальный, вулкан, Ключевской, Камчатка **DOI:** 10.31857/S020303062270002X, **EDN:** ARCTHW

ВВЕДЕНИЕ

Одной из главных петрологических проблем высокоглиноземистого вулканизма островных дуг является проблема его источника. Ни один из наиболее распространенных типов высокоглиноземистых базальтов, развитых в пределах этих планетарных структур, не может быть получен непосредственным плавлением вещества мантии, описанного многими авторами [Балашов, 1976, 1984; Sun, McDonough, 1989; Hofman, 1988; Wood, 1979; и др.]. Для Ключевской группы вулканов эта проблема стоит наиболее остро, так как здесь на ограниченном пространстве (площадь Ключевской группы вулканов 6500 км²) представлены продукты двух типов магм, определяющих геохимическую зональность островных дуг: умереннокалиевой магнезиальной, высокоглиноземистой и высококалиевой субщелочной [Jakes, Gill, 1970; Jakes, White, 1972; Леонова, Кирсанов, 1974; Волынец и др., 1976, 1999; Перепелов, 2003; Хубуная и др., 2016]. Понимание проблемы лежит в возможности разноглубинного частичного плавления вешества мантии и дальнейшего фракционирования и смешения магм в промежуточных магматических камерах. На основании численного моделирования магнезиальных и высокоглиноземистых базальтовых магм (в системе минерал-расплав) вулкана Ключевской предложена виртуальная модель генезиса высокоглиноземистых расплавов [Арискин и др., 1995]. Авторы

предлагаемой статьи поддерживают виртуальную модель образования высокоглиноземистых расплавов. В то же время во всех побочных высокоглиноземистых и магнезиальных лавовых потоках базальтов и андезибазальтов - доисторических, исторических и современных извержений вулкана Ключевской – присутствуют "неравновесные" высокомагнезиальные оливины и клинопироксены [Хубуная и др., 2007, 2018; Хубуная, Хубуная, 2018]. Эти минералы не могли кристаллизоваться из расплавов соответствующих химическим составам вмещающих их базальтов [Хубуная и др., 1993]. В предложенной модели генезиса высокоглиноземистых расплавов [Арискин и др., 1995] этот петрографический феномен не рассматривается. Наиболее информативными минералами для смешения магнезиальных и высокоглиноземистых расплавов вулкана Ключевской во время кристаллизации являются оливины и клинопироксены, которые фиксируются в магнезиальных и высокоглиноземистых вулканических образованиях (рис. 1). Эта статья посвящена выяснению возможности смешения умереннокалиевых магнезиальных и высокоглиноземистых магм на основании изучения распределения Mg, Fe, Cr, Ni, Co, Al в оливинах и клинопироксенах базальтов и андезибазальтов современных побочных и вершинных извержений 1938, 1945, 1966 и 1994 гг. вулкана Ключевской.



Рис. 1. Микрофотографии шлифов.

а — высокоглиноземистый андезибазальт, вершинное извержение 1994 г.; б — высокоглиноземистый андезибазальт, лавовый поток Б.И. Пийпа; в — магнезиальный базальт лавового потока Булочка; г — магнезиальный базальт; Pl — плагиоклаз, Cpx — клинопироксен, Ol — оливин.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Методика отбора и подготовки пород для изучения их химических составов

Аналитические работы продуктов вулканической деятельности были выполнены в Институте химии им. Макса Планка (г. Мейнц, Германия) в рамках гранта академика А.В. Соболева по проекту Пауля Вольфганга. Главные элементы в породах определялись в Институте вулканологии и сейсмологии (ИВиС) ДВО РАН методами массспектрометрического и силикатного анализов. Подготовка проб для масс-спектрометрического анализа состояла из следующего. Породы измельчались до состояния пудры и спекались в стекло с помощью иридиевого нагревателя. Главные элементы в стеклах (после спекания измельченных пород в иридиевом нагревателе) были проанализированы на масс-спектрометре ELEMENT-2 (Thermo Scientific, Англия), с ионизацией в индуктивно-связанной плазме с лазерным отбором вещества (LA-ICP-MS). Погрешность определения концентрации, оцененная по воспроизведению стандарта, не превышала 5 отн. % (две стандартные ошибки) для содержаний более 1 г/т и 10 отн. % для концентраций около 0.1 г/т.

Методика отбора и подготовки минералов для работы на рентгеноспектральных микроанализаторах

Из раздробленных пород, на установке по разделению минералов с различной плотностью, в трибромметане были выделены смешанные фракции оливинов и клинопироксенов. Смешанные фракции минералов с помощью микроскопа были разделены на мономинеральные фракции. Одновременно отбиралось до 600 минералов. Отобранные минералы помешались в эпоксидную смолу для изготовления препаратов. После отвердевания, полученные препараты полировались для работы на рентгеноспектральных микроанализаторах. Главные элементы и элементы-примеси в оливинах, клинопироксенах и природно закаленных стеклах расплавных включений определялись на электронном микроанализаторе "Jeol JXA 8200 SuperProbe". Пироксены анализировались при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе зонда 20 нА с использованием эталона природного авгита "USNM 164905" [Jarosevish et al., 1980] с типичной погрешностью менее 1-2 отн. %. Оливины были проанализированы по специальной методике, позволяющей достигать точности 20-30 г/т (две стандартные ошибки) для Ni, Ca, Mn, Al, Ti, Cr,

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	54.45	54.13	54.38	54.98	53.46	53.24	53.93	53.16	54.11	54.15	52.19	52.78
TiO ₂	1.1	1.12	0.76	1.02	1.01	0.69	1.14	0.87	0.95	1.03	0.81	067
Al_2O_3	17.42	18.17	18.31	18.04	15.37	16.78	16.91	15.74	16.96	16.94	14.15	14.88
Fe ₂ O ₃	2.45	н.о.	2.98	1.43	2.59	2.35	3.45	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	3.35
FeO	5.94	8.58	5.3	6.26	6.13	6.21	5.51	8.66	8.32	8.3	8.29	5.82
MnO	0.29	0.15	0.15	0.14	0.19	0.15	0.20	0.18	0.18	0.15	0.17	0.15
MgO	5.12	4.51	4.5	5.1	8.12	6.65	5.74	6.68	5.82	5.98	10.4	8.81
CaO	8.31	8.16	8.64	8.2	9.42	8.99	8.57	9.17	8.87	8.46	9.98	9.71
K ₂ O	1.19	1.05	1.54	1.15	1.13	0.89	1.07	0.94	0.92	1.06	0.6	0.98
Na ₂ O	3.43	3.52	3.16	3.04	2.97	2.85	3.23	2.93	3.03	3.18	2.42	2.61
P_2O_5	0.32	0.13	н.о.	0.2	0.19	0.19	0.27	0.17	0.17	0.21	0.12	0.16
Сумма	100.02	99.53	99.79	99.56	100.06	99.3	100.02	98.51	99.33	99.48	99.14	99.92

Таблица 1. Составы андезибазальтов и базальтов вулкана Ключевской, вес. %

Примечание. 1 — лава вершинного кратера извержения 1937 г. [Меняйлов, 1947]; 2 — лава вершинного кратера извержения 1994 г. (аналитик Д.А. Кузьмин); 3 — шлаковые лапилли из вершинного кратера, извержение 1937 г. [Меняйлов, 1947]; 4 — шлаковые лапилли из вершинного кратера, извержение 1994 г. (аналитик Н.А. Соловьева); 5 — кратер Билюкай [Набоко, 1938]; 6 — лавовый поток Билюкай (аналитик А.М. Округина). Лавовые потоки побочных извержений 1938 г. (аналитик Д.А. Кузьмин); 7 — Козей, 8 — Тиранус, 9 — Невидимка, 10 — лавовый поток Б.И. Пийпа (аналитик Д.А. Кузьмин), 11 — обломки магнезиальных базальтов пирокластического потока 1994 г. (аналитик Д.А. Кузьмин), 12 — лава потока Киргурич (аналитик А.М. Округина); н.о. — не определялся.

Со и 0.02 мол. % – для Mg, Fe и Si, при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе зонда 300 нА [Sobolev et al., 2007].

ХАРАКТЕРИСТИКА ИССЛЕДОВАННЫХ ОБРАЗЦОВ

Краткое геологическое положение умереннокалиевых высокоглиноземистых андезибазальтов и базальтов

С 7 сентября по 2 октября 1994 г. происходило вершинное эффузивно-эксплозивное извержение вулкана Ключевской, которое имело в основном стромболианский характер [Озеров и др., 1996]. 1-2 октября вершинное извержение закончилось мощными (до 14 км высотой) субплинианскими выбросами пеплов и пирокластических потоков. Для изучения определения признаков смешения магнезиальных и высокоглиноземистых магм были исследованы шлаковые лапилли и лавовые потоки, которые извергались в стромболианский этап вершинного извержения (табл. 1). Кроме того, были опробованы обломки лав магнезиальных базальтов пирокластических потоков [Хубуная и др., 2007, 2018]. Для изучения возможности взаимодействия магнезиальных и высокоглиноземистых магм были изучены оригинальные высокоглиноземистые андезибазальты лавовых потоков побочного извержения им. Б.И. Пийпа на

северо-восточном склоне вулкана Ключевской [Кирсанов, Марков, 1979; Кирсанов, Важеевская, 1969; Важеевская, 1972; Озеров, Хубуная, 1992; Хубуная, Хубуная, 2018]. Для этих же целей были привлечены оригинальные материалы высокоглиноземистых андезибазальтов по вулканическому извержению А.Н. Заварицкого [Заварицкий, 1931] и по вулканическому извержению магнезиальных андезибазальтов Билюкай 1937-1938 гг. [Набоко, 1947] на восточном склоне вулкана Ключевской. Это извержение, которое началось с излияния высокоглиноземистых андезибазальтов из вершинного кратера, а закончилось побочными потоками магнезиальных и высокоглиноземистых андезибазальтов и базальтов, имеет общее название – извержение Билюкай (см. табл. 1). Последовательность извержения вулканических продуктов 1938 г. заключалась в следующем. Вначале была сформирована эксплозивная воронка "Козей" (высота 1800 м). Затем несколько лавовых потоков: "Невидимка" (высота 1160 м), "Тиранус" (высота 1000 м), "Билюкай" (высота 900 м) [Меняйлов, 1947; Набоко, 1947].

Петрографические особенности высокоглиноземистых андезибазальтов

Петрографическая характеристика исследуемых высокоглиноземистых андезибазальтов по-

			-			· · ·							
№ п/п окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	40.55	39.65	40.43	40.09	39.56	39.78	39.32	39.73	39.49	39.25	38.73	38.60	38.34
FeO	10.06	10.14	11.25	12.65	13.07	14.48	14.81	15.88	17.16	18.03	18.78	19.27	20.41
MnO	0.17	0.17	0.19	0.21	0.22	0.22	0.23	0.25	0.29	0.29	0.30	0.32	0.35
MgO	48.97	48.30	48.19	47.17	46.34	45.65	45.14	44.73	43.69	43.09	42.28	41.75	40.93
CaO	0.12	0.12	0.12	0.12	0.13	0.12	0.12	0.12	0.13	0.13	0.13	0.13	0.14
NiO	0.30	0.29	0.29	0.28	0.23	0.21	0.19	0.16	0.16	0.15	0.12	0.10	0.09
CoO	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03
Cr ₂ O ₃	0.04	0.05	0.04	0.03	0.03	0.03	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
Fo	90	89	88	87	86	85	84	83	82	81	80	79	78

Таблица 2. Представительные составы оливинов из магнезиальных базальтов пирокластического потока вершинного извержения 1994 г. вулкана Ключевской, мас. %

Примечание. Fo = Mg \times 100/Fe²⁺ + Mg (мол. %).

бочных прорывов Ключевского вулкана подробно освещена во многих публикациях [Важеевская, 1972; Ермаков, 1977; Озеров, Хубуная, 1992; Пийп, 1956; Хубуная и др., 1993; и др.]. Авторы этой статьи подчеркивают только те петрографические особенности высокоглиноземистых андезибазальтов, которые могут помочь в решении поставленной задачи — определении признаков смешения высокоглиноземистой и магнезиальной магмы.

Высокоглиноземистые андезибазальты вулкана Ключевской относятся к петрографическому типу "плагиобазальтов" [Заварицкий, 1931]. Наиболее характерной чертой этих пород является резкое преобладание плагиоклаза над темноцветными минералами. При этом наблюдаются постепенные переходы размеров кристаллов от микролитов до крупных (0.8–1 мм) порфировых выделений, так называемая "серийно-порфировая" структура породы (см. рис. 1а, 1б). Следует подчеркнуть, что если лейстообразные фенокристаллы плагиоклаза могут достигать в породе такой величины, то фенокристаллы темноцветных минералов, оливинов и клинопироксенов обычно имеют размер 0.2–0.5 мм [Заварицкий, 1931]. При этом, как отмечали исследователи, изучавшие побочные извержения 1945 и 1966 гг., количество кристаллов темноцветных минералов возрастает к концу извержения [Пийп, 1956; Важеевская, 1972]. Наблюдаются лишь различия в размерах, количестве кристаллов и структуре основной массы. В основной массе присутствуют те же минералы, а также магнетит.

Второй петрографической особенностью рассматриваемых высокоглиноземистых андезибазальтов, характерной для всех побочных прорывов вулкана Ключевской, являются редкие крупные (до 3-5 мм) идиоморфные высокомагнезиальные кристаллы и сростки кристаллов оливинов (Fo₉₀₋₈₅) и клинопироксенов (Mg# = 100^* Mg/Mg + Fe²⁺). В высокоглиноземистых андезибазальтах вершинного извержения 1994 г. вулкана Ключевской полобные крупные сростки минералов присутствуют очень редко. В андезибазальтах лавового потока Билюкай было проведено численное моделирование в системе минерал-расплав по программе "ПЕТРО-ЛОГ" [Хубуная и др., 1993]. Из этих расчетов следует, что оливины и клинопироксены с магнезиальностью выше Fo₈₄ не могли кристаллизоваться из высокоглиноземистых магм базальтового и андезибазальтового составов (см. рис. 1в, 1г). Очевидно, это кристаллы, которые образовались из более высокомагнезиальных базальтовых расплавов [Хубуная и др., 1993, 2007, 2018]. По существу их можно отнести к ксенокристаллам (табл. 2 и 3). Об этом свидетельствуют составы оливинов андезибазальтов вершинных и побочных лавовых потоков. Фенокристаллы оливинов из высокоглиноземистых андезибазальтов лавовых потоков и шлаковых лапилли вершинного извержения 1994 г. характеризуются магнезиальностью Fo₈₀. В то же время, магнезиальность оливинов побочного высокоглиноземистого андезибазальтового лавового потока Б.И. Пийпа варьирует в широких пределах Fo₉₀₋₈₀. Ксенокристаллы оливинов характеризуются чистым незональным высокомагнезиальным ядром, иногда отороченным узкой каймой, переполненной стекловатыми и газовожидкими микровключениями. Магнезиальность краевых частей описанных кристаллов оливинов

-	-				-						
№ п/п окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	38.96	39.12	38.87	38.93	38.04	38.50	38.09	37.69	37.96	37.92	37.58
FeO	19.21	20.85	21.21	21.94	23.41	24.29	25.15	25.96	25.96	26.73	29.02
MnO	0.30	0.35	0.35	0.40	0.44	0.48	0.49	0.49	0.50	0.52	0.60
MgO	42.25	40.73	40.57	40.02	38.46	37.85	37.25	36.79	36.42	35.72	33.88
CaO	0.12	0.15	0.13	0.17	0.20	0.22	0.23	0.18	0.22	0.22	0.23
NiO	0.13	0.07	0.08	0.06	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03
CoO	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
Cr ₂ O ₃	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fo	80	78	77	76	75	74	73	72	71	70	68

Таблица 3. Представительные составы оливинов из высокоглиноземистых андезибазальтов лавового потока вершинного извержения 1994 г. вулкана Ключевской, мас. %

Примечание. Fo – соответствует обозначениям в табл. 2.

лишь незначительно смещена в сторону уменьшения этого параметра по сравнению с участками их ядер. Ксеногенные оливины обладают широкими интервалами магнезиальности Fo_{90–85}. По габитусу и химическому составу ксеногенные оливины высокоглиноземистых андезибазальтов побочного извержения 1966 г. сходны с оливинами магнезиальных базальтов лавового потока 1938 г. Билюкай и с оливинами из обломков магнезиальных базальтов пирокластических потоков извержения 1994 г.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Сравнение составов Cr₂O₃, NiO, CoO в оливинах высокоглиноземистых андезибазальтов побочных прорывов Пийпа, Билюкай и оливинах извержения 1994 г.

В работах [Озеров, Хубуная, 1992; Хубуная и др., 1993] было показано, что в магнезиальных и высокоглиноземистых базальтах и андезибазальтах вулкана Ключевской присутствуют "неравновесные" ассоциации оливинов и клинопироксенов. Получены новые данные по геохимии главных и редких элементов в оливинах и клинопироксенах побочных и вершинных извержений 1938, 1966, 1994 гг. Результаты этих работ отражают кристаллизацию минералов в разных физико-химических условиях несмотря на то, что они находятся в одном лавовом потоке и даже в одном образце [Хубуная, Хубуная, 2018; Хубуная и др., 2018]. Распределение Mg, Fe, Cr, Ni, Co, Al в оливинах высокоглиноземистых и магнезиальных андезибазальтов и базальтов вершинных и побочных извержений полностью подтверждают геохимические особенности этих вулканических пород.

Оливины магнезиальных базальтов пирокластического потока финальной стадии вершинного извержения 1994 г. и оливины высокоглиноземистых андезибазальтов лавового потока и шлаковых лапилли стромболианской стадии этого же извержения характеризуются разным поведением "элементы-примеси" во время кристаллизации. В магнезиальных базальтах обломков пирокластического потока содержание NiO и Cr₂O₃ в оливинах резко падает от 0.3% до 0.1% и от 0.05% до 0.01% соответственно. С уменьшением их магнезиальности от Fo₉₀ до Fo₈₀ (рис. 2, 3а, 3б). Можно отметить еще одну закономерность в распределении составов. На рис. 2 видно, что единичные составы (см. рис. 2а, 2б) и группы точек (см. рис. 2в, 2г) выделяются более высоким содержанием NiO от большинства других составов при одной величине магнезиальности. Именно такое поведение NiO является типичным для оливинов, которые кристаллизовались из гибридных магм [Горбач, Портнягин, 2011]. Концентрации Cr₂O₃ в оливинах высокоглиноземистых андезибазальтов лавовых потоков и шлаковых лапилли вершинного извержения 1994 г. с падением магнезиальности оливинов от Fo₈₀ до Fo₇₀ почти не меняются. Они остаются на уровне 0.01-0.005% (см. рис. 3а, 3б). Содержание NiO в оливинах высокоглиноземистых андезибазальтов лавового потока и шлаковых лапилли вершинного извержения 1994 г. варьирует от 0.12 до 0.05% с падением магнезиальности оливинов от Fo₈₀ до Fo₇₀ (см. рис. 2a, 2б).

В лавовых потоках высокоглиноземистых андезибазальтов побочных извержений Билюкай и Пийпа присутствуют оливины, соответствующие по составу оливинам как магнезиальных базальтов, так и оливинам высокоглиноземистых анде-



Рис. 2. Распределение NiO в оливинах магнезиальных и высокоглиноземистых базальтов и андезибазальтов вулкана Ключевской.

а – 1 – оливины высокоглиноземистых андезибазальтов шлаковых лапилли вершинного извержения 1994 г., 2 – оливины обломков магнезиальных базальтов пирокластического потока вершинного извержения 1994 г.; 6 – 1 – оливины высокоглиноземистых андезибазальтов лавового потока вершинного извержения 1994 г., 2 – оливины обломков магнезиальных базальтов пирокластического потока вершинного извержения 1994 г.; 8 – 1 – оливины обломков магнезиальных базальтов пирокластического потока вершинного извержения 1994 г.; 7 – 1 – оливины обломков магнезиальных базальтов пирокластического потока вершинного извержения 1994 г.; 8 – 1 – оливины магнезиальных андезибазальтов лавового потока Билюкай, извержение 1938 г.; г – 1 – оливины высокоглиноземистых андезибазальтов лавового потока Б.И. Пийпа, извержение 1936 г.; Sp, Ol, Cpx, Pl, Mt – шпинель, оливин, клинопироксен, плагиоклаз, магнетит соответственно. N – количество анализов.

зибазальтов (см. рис. 2, 3в, 3г). Следует подчеркнуть, что высокомагнезиальные ксенокристаллы оливинов содержатся не только в отдельных лавовых потоках высокоглиноземистых андезибазальтов, но даже в одном образце этих пород. При



Рис. 3. Распределение Cr₂O₃ в оливинах магнезиальных и высокоглиноземистых базальтов и андезибазальтов вулкана Ключевской. Обозначения точек соответствуют символам на рис. 2.

этом в высокоглиноземистых лавовых потоках присутствуют два типа оливинов. Одни из них, по количественным соотношениям NiO и Cr_2O_3 и изменению их концентраций с уменьшением магнезиальности ксенокристаллов оливинов, полностью повторяют таковые в фенокристаллах оливинов магнезиальных базальтов пирокластического потока (см. рис. 2a, 2б).

Другая часть оливинов, по содержанию NiO и Cr_2O_3 и изменению их концентраций с уменьшением магнезиальности оливинов, полностью совпадает с оливинами высокоглиноземистых андезибазальтов лавового потока и шлаковых лапилли вершинного извержения 1994 г. (см. рис. 2, 3а, 36).

Содержание СоО в оливинах магнезиальных базальтов пирокластического потока вершинного извержения 1994 г., с падением их магнезиальности от Fo₉₀ до Fo₈₀, увеличиваются в 2 раза – от 0.015 до 0.03% (рис. 4а, 4б). Концентрации в оливинах высокоглиноземистого лавового потока и шлаковых лапилли стромболианского этапа вершинного извержения 1994 г. с падением магнезиальности оливинов в тех же параметрах остаются постоянными – на уровне 0.03% (см. рис. 4а, 4б). В лавовых потоках магнезиальных и высокоглиноземистых андезибазальтов побочных извержений Билюкай и Пийпа фиксируются две группы оливинов. Одни, с магнезиальностью Fo₉₀₋₈₀ по составам СоО полностью соответствуют оливинам магнезиальных базальтов пирокластического потока. Другие – с магнезиальностью Fo₈₀₋₇₀ по составам СоО близки оливинам лавовых потоков и шлаковых лапилли высокоглиноземистых андезибазальтов вершинного извержения 1994 г. (см. рис. 4в, 4г). При этом концентрации СоО и изменение его содержаний в оливинах, с падением магнезиальности последних, полностью повторяют таковые в магнезиальных базальтах пирокластического потока и высокоглиноземистых андезибазальтах лавового потока и шлаковых лапилли вершинного извержения 1994 г. (см. рис. 4в, 4г). Можно констатировать, что в высокоглиноземистых андезибазальтах Б.И. Пийпа 1966 г. фиксируются оливины, которые кристаллизовались из высокоглиноземистых расплавов, что само по себе не вызывает сомнений. Но в этих же лавовых потоках присутствуют оливины (Fo₉₀₋₈₀), которые кристаллизовались из магнезиальных расплавов. Следует подчеркнуть, что оливины, которые кристаллизовались из магнезиальных расплавов, присутствуют во всех без исключения высокоглиноземистых андезибазальтах побочных лавовых потоков вулкана Ключевской.

Сравнение химических составов клинопироксенов высокоглиноземистых андезибазальтов побочных прорывов Билюкай, Тиранус, Невидимка, Пийпа

Подтверждением кристаллизации оливинов из магнезиальной и высокоглиноземистой магмы, находящихся в одном лавовом потоке, является изменение содержаний Al_2O_3 в клинопироксенах при уменьшении их магнезиальности в одном и том же лавовом потоке и одном и том же образце. Во всех побочных прорывах высокоглиноземистых и магнезиальных андезибазальтов 1938, 1945, 1953 и 1966 гг. фиксируются две группы клинопироксенов (рис. 5). В одной группе клинопироксенов концентрация Al_2O_3 постоянно возрастает до 6–8% с падением их магнезиальности – от Mg#₉₀ до Mg#₇₀. В другой группе клинопироксенов из того же лавового потока после



Рис. 4. Распределения СоО в оливинах магнезиальных и высокоглиноземистых базальтов и андезибазальтов вулкана Ключевской. Обозначения точек соответствуют символам на рис. 2.

магнезиальности $Mg\#_{80}$ содержание Al_2O_3 резко снижается до 1–2% [Хубуная и др., 2018; Хубуная, Хубуная, 2019]. Очевидно, непрерывный тренд обогащения клинопироксенов Al_2O_3 с падением их магнезиальности от $Mg\#_{90}$ до $Mg\#_{80}$ обусловлен кристаллизацией Срх в режиме Sp-Cpx-Ol котектики в глубинной камере вулкана Ключевской. Эти клинопироксены поступали в малоглубинную камеру вулкана вместе с магнезиальным расплавом и оливинами Fo_{90-80} . Клинопироксены, в которых содержание Al_2O_3 резко снижается по мере падения их магнезиальности, кристаллизовались в режиме Mt-Ol-Cpx-Pl котектики, повидимому, в малоглубинной камере этого вулка-



Рис. 5. Составы клинопироксенов в андезибазальтах лавовых потоков побочных извержений вулкана Ключевской. а – высокоглиноземистые андезибазальты лавового потока Невидимка; б – магнезиальные андезибазальты лавового потока Билюкай; в – магнезиальные андезибазальты лавового потока Тиранус; г – высокоглиноземистые андезибазальты лавового потока им. академика А.Н. Заварицкого; д – магнезиальные андезибазальты конуса Б.И. Пийпа; е – высокоглиноземистые андезибазальты лавового потока им. академика Д.С. Белянкина. 1 – клинопироксены предполагаемых магнезиальных магм; 2 – клинопироксены предполагаемых высокоглиноземистых магм; N – количество анализов.

на [Хубуная и др., 2019]. Кристаллизация плагиоклаза обедняла остаточный расплав Al_2O_3 . Из этого остаточного расплава кристаллизовались клинопироксены с магнезиальностью ниже $Mg\#_{80-78}$ в малоглубинной камере вулкана Ключевской [Хубуная, Хубуная, 2019]. Дополнительным подтверждением этого положения являются две группы клинопироксенов, которые кристаллизовались при одной магнезиальности, но при разных физико-химических условиях в разных магматических камерах [Хубуная и др., 2018].

Наиболее вероятный сценарий побочных извержений вулкана Ключевской представляется в следующем. Магнезиальная магма с клинопироксенами и оливинами Fo_{90–80} из глубинного очага [Гонтовая и др., 2004; Koulakov, 2011; Хубуная и др., 2007 и др.] внедряется в малоглубинную камеру высокоглиноземистой магмы [Хубуная и др., 2018] и вместе с ее материалом извергается на поверхность. Хорошим подтверждением этого положения является последовательность составов высокоглиноземистых и магнезиальных анлезибазальтов во время наиболее крупного извержения Ключевского вулкана 1937-1938 гг. [Меняйлов, 1947; Набоко, 1947]. Извержение вулкана в 1937 г. началось из его вершины лавами, вулканическими бомбами и шлаковыми лапилли высокоглиноземистых андезибазальтов (см. табл. 1). Оно закончилось через два года побочными лавовыми потоками высокоглиноземистых и магнезиальных андезибазальтов с многочисленными участками, обогащенными высокомагнезиальными кристаллами оливинов и клинопироксенов. Об этом также свидетельствуют более поздние публикации о лавовом потоке Билюкай [Хубуная и др., 1993, 2018] с многочисленными высокомагнезиальными кристаллами оливинов и клинопироксенов, которые равновесны мантийным выплавкам. Все это свидетельствует об инъекциях высокомагнезиальных магм в высокоглиноземистую камеру вулкана Ключевской. Поэтому в продуктах всех побочных высокоглиноземистых андезибазальтов разновозрастных извержений вулкана Ключевской присутствуют "неравновесные" высокомагнезиальные клинопироксены и оливины Fo_{90–88}, характерные для мантийных выплавок [Lee CinTy et al., 2009].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Петрографическая и геохимическая специфика высокоглиноземистых андезибазальтов шлаковых лапилли. лавовых потоков и магнезиальных базальтов пирокластического потока вершинного извержения 1994 г. вулкана Ключевской свидетельствует о том, что в этих породах присутствуют оливины и клинопироксены, которые различаются по химическим составам. В магнезиальных базальтах составы оливинов и клинопироксенов варьируют от Fo₉₀ до Fo₈₀. В оливинах и клинопироксенах высокоглиноземистых андезибазальтов шлаковых лапилли и лавовых потоков вершинного извержения 1994 г. магнезиальность оливинов варьирует от Fo₈₀ до Fo₆₅. В высокоглиноземистых андезибазальтах лавовых потоков побочных прорывов в одном лавовом потоке и лаже в одном образце присутствуют две группы оливинов и клинопироксенов. Они различаются по химическим составам и магнезиальности. Одни оливины и клинопироксены по химическим составам полностью соответствуют таким же минералам магнезиальных базальтов пирокластического потока. Другие — по тем же параметрам полностью соответствуют высокоглиноземистым андезибазальтам шлаковых лапилли и лавовых потоков вершинного извержения 1994 г. Следует констатировать, что часть оливинов, которые находятся в высокоглиноземистых андезибазальтах побочных прорывов вулкана Ключевской, кристаллизовались из магнезиальных расплавов и являются ксенокристаллами.

Об этом же свидетельствуют количественные соотношения NiO, Cr_2O_3 , CoO и изменение их концентраций во время кристаллизации. Они полностью повторяют изменение концентраций элементов-примесей в оливинах и клинопироксенах по мере кристаллизации магнезиальных базальтов пирокластического потока и высокоглиноземистых андезибазальтов лавового потока и шлаковых лапилли вершинного извержения 1994 г. соответственно. Изменение содержаний NiO, Cr₂O₃ и СоО в оливинах и клинопироксенах высокоглиноземистых андезибазальтов побочных прорывов также свидетельствует об их кристаллизации из двух разных магм: высокоглиноземистой и магнезиальной. Подтверждением кристаллизации клинопироксенов из двух магм являются изменения содержаний Al_2O_3 в клинопироксенах при уменьшении их магнезиальности. Во всех высокоглиноземистых андезибазальтах побочных прорывах фиксируются две группы клинопироксенов, которые также кристаллизовались из двух магм. Наиболее вероятный сценарий побочных извержений вулкана Ключевской представляется в следующем. Магнезиальная магма с клинопироксенами и оливинами Fo₉₀₋₈₀ из глубинного очага внедряется в малоглубинную камеру высокоглиноземистой магмы и вместе с ее материалом извергается на поверхность.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность Лаборатории "Аналитический центр" Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, академику А.В. Соболеву за возможность проведения аналитических исследований в Институте химии им. Макса Планка (г. Мейнц, Германия) и в Институте наук о Земле, Университет им. Дж. Фурье (г. Гренобль, Франция). А также выражаем искреннюю благодарность старшему научному сотруднику ИГМ СО РАН кандидату геол.-мин. наук Д.А. Кузьмину, старшему научному сотруднику ГЕОХИ РАН кандидату геол.-мин. наук В.Г. Батановой за помощь в выполнении рентгеноспектральных анализов минералов и пород.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Арискин А.А., Бармина Г.С., Озеров А.Ю., Нильсен Р.Л. Генезис высокоглиноземистых базальтов Ключевского вулкана // Петрология. 1995. Т. 3. № 5. С. 496–521.

Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 288 с.

Важеевская А.А. Базальты ареальных зон Камчатки / Автореф. дис. ... кандидата геол.-мин. наук. Владивосток, 1972. 28 с.

Волынец О.Н., Ермаков В.А., Кирсанов И.Т., Дубик Ю.М. Петрохимические типы четвертичных вулканов Камчатки // Бюлл. вулканол. станций. М.: Наука, 1976. № 52. С. 115–126.

Волынец О.Н., Мелекесцев И.В., Пономарева В.В., Ягодзински Дж. М. Харчинский и Заречный вулканы — уникальные центры позднеплейстоценовых магнезиальных базальтов на Камчатке: вещественный состав вулканических пород // Вулканология и сейсмология. 1999. № 1. С. 31–45.

Гонтовая Л.И., Степанова М.А., Хренов А.П., Сенюков С.Л. Глубинная модель литосферы в районе Ключевской группы вулканов (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2004. № 3. С. 3–11.

Горбач Н.В., Портнягин М.В. Геологическое строение и петрология лавового комплекса вулкана Молодой Шивелуч, Камчатка // Петрология. 2011. № 2. С. 140–172.

Ермаков В.А. Формационное расчленение четвертичных вулканических пород. М.: Недра, 1977. 223 с.

Заварицкий А.Н. Некоторые вулканические породы окрестностей Ключевской сопки на Камчатке // Записки Российского минералогического общества. 1931. № 2. Сер. 11. С. 10–15.

Кирсанов И.Т., Марков И.А. Эволюция базальтов в процессе формирования Ключевского вулкана // Проблемы глубинного магматизма. М.: Наука, 1979. С. 80–96.

Кирсанов И.Т., Важеевская А.А. Извержение кратеров Пийпа в 1966 г. и некоторые вопросы дифференциации лав на Ключевском вулкане // Материалы III Всесоюзного вулканологического совещания "Вулканизм и глубины Земли", Львов, 1969 г. М.: Наука, 1971. С. 157–160.

Леонова Л.Л., Кирсанов И.Т. Геохимия базальтов Ключевского вулкана (Камчатка) // Геохимия. 1974. № 6. С. 875–884.

Меняйлов А.А. Динамика и механизм извержений Ключевского вулкана в 1937—1938 гг. // Труды Лаборатории вулканологии и Камчатской вулканологической станции. М., Л.: Изд-во АН СССР, 1947. Вып. 4. С. 3—91.

Набоко С.И. Продукты извержения Ключевского вулкана в 1937—1938 гг. // Труды Лаборатории вулканологии и Камчатской вулканологической станции. М., Л.: Изд-во АН СССР, 1947. Вып. 4. С. 92—135.

Озеров А.Ю., Карпов Г.А., Дрознин В.А. и др. Динамика извержения Ключевского вулкана 7 сентября–2 октября 1994 г. (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1996. № 5. С. 3–16.

Озеров А.Ю., Хубуная С.А. Химизм оливинов и пироксенов как показатель связи глиноземистых и магнезиальных базальтов Ключевского вулкана // Постэруптивное минералообразование на активных вулканах Камчатки. Ч. 2. Владивосток, 1992. С. 37–61.

Пийп Б.И. Ключевская сопка и ее извержения в 1944— 1945 гг. и в прошлом // Труды Лаборатории вулканологии. М.: Наука, 1956. № 11. 310 с.

Перепелов А.Б. Неогеновый субщелочной магматизм Срединного хребта Камчатки: этапы инверсии островодужного и рифтогенного геодинамических режимов (вулкан Теклетунуп) // Плюмы и проблема глубинных источников щелочного магматизма. Иркутск, 2003. С. 242–278.

Хубуная С.А., Богоявленский С.О., Новгородцева Т.Ю., Округина А.М. Минералогические особенности магнезиальных базальтов как отражение фракционирования в магматической камере Ключевского вулкана // Вулканология и сейсмология. 1993. № 3. С. 46–68.

Хубуная С.А., Гонтовая Л.И., Соболев А.В., Низкоус И.В. Магматические очаги под Ключевской группой вулканов // Вулканология и сейсмология. 2007. № 2. С. 1–23.

Хубуная С.А., Ерёмина Т.С., Соболев А.В. Формационная принадлежность калиевых трахиандезибазальтов побочного извержения 2012—2013 гг. вулкана Плоский Толбачик по геохимическим признакам (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2016. № 1. С. 37—55.

Хубуная С.А., Гонтовая Л.И., Соболев А.В., Хубуная В.С. К вопросу о магматических очагах под вулканом Ключевской // Вулканология и сейсмология. 2018. № 2. С. 14–30.

Хубуная С.А., Хубуная В.С. Геохимические особенности оливинов и клинопироксенов высокоглиноземистых андезибазальтов — показатели присутствия магматических очагов под вулканом Ключевской // Сборник статей ежегодной научной конференции "Теория и практика современных гуманитарных и естественных наук". 2018. № 7. С. 297–302.

Хубуная С.А., Хубуная В.С. О Контаминации высокоглиноземистых андезибазальтов по геохимическим особенностям главных элементов и элементов-примесей в оливинах и клинопироксенах (вулкан Ключевской, Камчатка) // Вестник Петровской академии. 2019. № 1/2(54). С. 60–64.

Koulakov I., Gordeev E., Dobretsov N. et al. Feeding volcanoes of the Kluchevskoy group from the results of local earthquake tomography // Geophys. Res. Lett. 2011. V. 38. LXXXXX.

https://doi.org/10.1029/2011GL046957

Hofmann A.W. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 90. P. 297–314.

Jarosevish F.J., Nelen J.A., Norberg J.A. Reverence sample for electron microprobe analysis // Geostandarts News Letter. 1980. V. 4. P. 43–47.

Jakes P., Gill J.B. Rare earth elements and the island arc tholeitic series // Earth Planet. Sci. Lett. 1970. V. 9. P. 17–28.

Jakes P., White A.J.R. Major and trace element abundances in volcanic rocks orogenic areas // Geol. Soc. Amer. Bull. 1972. V. 83. № 1. P. 29–40.

Lee Cin Ty A., Luffi P., Plank T. et al. Constraints on the depths and temperatures of basaltic magma generation on Earth and other terrestrial planets using new thermobarom eters for mafic magmas // Earth Planet. Sci. Lett. 2009. https://doi.org/10.1016/jepsl.2008.12.020

Sobolev A.V., Hofman A.W., Kuzmin D.A. et al. The amount of recycled crust in sources of mantle-derived mellts // Science. 2007. V. 316. № 5823. P. 412–417.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes // Magmatism in Ocean Basins // Geological Society Special Publication № 2. Blackwell Scientific Publications, 1989. P. 313–346.

Wood D.A. A variably veined suboceanic mantle-genetic significance for mid-ocean ridge basalts from geochemical evidence // J. Geology. 1979. V. 7. № 3. P. 499–503.

Mixing of High Alumina and Magnesium Magmas at Klyuchevskoy Volcano (Kamchatka)

S. A. Khubunaya^{1, *}, V. S. Khubunaya^{1, **}, and A. P. Maksimov¹

¹Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, bulvar Piipa, 9, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006 Russia *e-mail: hubsa@kscnet.ru

**e-mail: vissarion69@bk.ru

Geochemical features of impurity elements and the analysis of mineral composition during crystallization allowed us to reveal traces of mixing of moderately potassic magnesium and high alumina magmas at Klyuchevskoy Volcano. Mineralogical features and distribution of Mg, Fe, Cr, Ni, Co, Al in olivines and clinopyroxenes in magnesium basalts and high alumina andesite basalts from the 1938, 1945, 1966 and 1994 flank and summit eruptions at Klyuchevskoy Volcano give evidence for injection of magnesium basaltic melts into high alumina magma.

Keywords: mineral, high alumina, magnesium, volcano, Klyuchevskoy, Kamchatka

УДК 550.3

АВАЧИНСКО-КОРЯКСКАЯ ГРУППА ВУЛКАНОВ: ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ ЛИТОСФЕРЫ И ГЛУБИННЫЕ ПРОЦЕССЫ (КАМЧАТКА)

© 2023 г. В. А. Логинов^{а,} *, Л. И. Гонтовая^а, С. Л. Сенюков^{b,} **

^аИнститут вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, бульвар Пийпа, 9, Петропавловск-Камчатский, 683006 Россия ^bКамчатский филиал Федерального исследовательского центра "Единая геофизическая служба РАН", бульвар Пийпа, 9, Петропавловск-Камчатский, 683006 Россия

> *e-mail: naick 1609@mail.ru **e-mail: ssl@emsd.ru Поступила в редакцию 15.07.2022 г. После доработки 15.09.2022 г. Принята к публикации 03.11.2022 г.

Выполнен анализ результатов гравиметрических, сейсмических, электромагнитных исследований, а также данных о глубинной сейсмичности литосферы в районе активных вулканов Авачинско-Корякской группы, входящей в состав Восточно-Камчатского вулканического пояса. Разработана комплексная геофизическая модель земной коры и литосферной мантии данного района. На основе схемы распределения геофизических неоднородностей в земной коре, в частности под Авачинским вулканом, рассмотрены основные особенности внутрикоровой флюидонасыщенности и каналов продвижения глубинных флюидов в верхнюю часть коры. Согласно комплексной модели, предполагается, что напряжения, возникающие на границах зон с различными условиями дефлюидизации, являются одной из причин сейсмичности под действующими вулканами. С привлечением полученных данных региональной сейсмической томографии рассматривается общая схема глубинных процессов в литосфере и особенности системы магматического питания вулканов. Предполагается, что активные вулканы, в частности Авачинский, связаны с астеносферным слоем литосферной мантии на глубине примерно 70–120 км, откуда флюид/расплавы поступают в магматический очаг нижней коры, затем, под влиянием тепла из нижнекорового источника, формируется периферический очаг в верхней коре под конусом вулкана.

Ключевые слова: геофизическая модель, электропроводность, сейсмичность, флюиды, магматический очаг

DOI: 10.31857/S0203030622700031, EDN: ARDEHG

введение

Район Авачинско-Корякской группы вулканов (АКГВ) входит в состав Восточно-Камчатского вулканического пояса (ВКВП), который протягивается вдоль восточного побережья Камчатки вплоть до Кроноцкого полуострова. Формирование АКГВ началось, вероятно, со среднего плейстоцена [Действующие вулканы ..., 1991]. Она представлена рядом действующих (Авачинский, Корякский) и неактивных (Козельский, Арик, Ааг) вулканов северо-западного (СЗ) простирания. протягиваясь примерно параллельно Малко-Петропавловской (М-П) зоне поперечных СЗ дислокаций, что говорит об их генетической связи. Возможно, эта зона находится на продолжении позднемелового трансформного разлома, выделенного в северо-восточной (СВ) части Тихого океана [Селиверстов, 2009], а на северо-востоке АКГВ граничит с Налычевской купольнокольцевой структурой [Действующие вулканы ..., 1991]. В пределах М-П зоны поперечных дислокаций и АКГВ выполнен широкий спектр геологогеофизических исследований, однако многие из задач, касающихся глубинного строения и геодинамики, остаются дискуссионными. Значительное место при их решении отводится флюидам, что особенно актуально для районов, где протекают активные тектонические и вулканические процессы и земная кора насыщена флюид/расплавами. Известно, что одному из геофизических методов (геоэлектрики) доступно выделение неоднородностей, удельное электрическое сопротивление в пределах которых в несколько раз превышает его значение во вмещающей среде. Основное влияние при этом оказывает присутствие водного флюида.

В настоящей работе рассматриваются соотношения электропроводящих и сейсмических (скоростных) неоднородностей в комплексе с расположением сейсмоактивных зон. Несмотря на то, что глубинные геофизические исследования в районе активных (Авачинского и Корякского) вулканов выполнены фрагментарно, используемый комплекс данных позволяет разработать геофизическую модель земной коры и литосферной мантии района. Такая модель может иметь не только научное, но и практическое значение, в частности, для разработки гидротермальной модели данного района и поиска гидротермальных месторождений, определения природы сейсмической активности района активных вулканов в связи с поиском предвестников возможных извержений и других задач. В работе использованы результаты геофизических исследований, выполненных в Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, а также сейсмологических данных Камчатского филиала ФИЦ Единой Геофизической службы РАН.

ОБЗОР РЕЗУЛЬТАТОВ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

При решении задач, направленных на изучение глубинного строения земной коры района АКГВ, использован широкий спектр геофизических методов, в частности гравиметрии, сейсмологии (искусственных и естественных источников сейсмических волн), геоэлектрики. Однако следует отметить фрагментарность выполненных исследований, затрудняющую комплексную интерпретацию полученных в разные годы результатов. Достаточно хорошо изучены структура и некоторые свойства верхней части земной коры в районе конуса Авачинского вулкана, хотя явно недостает детальных площадных наблюдений, которые позволили бы "увидеть" объемную модель геофизических неоднородностей и общую структуру земной коры, а также конкретнее охарактеризовать протекающие здесь глубинные процессы.

Данные гравиметрии в районе Авачинского вулкана

Согласно данным гравиметрии, АКГВ расположена в районе южной периферии крупного максимума поля силы тяжести, поставляемого с Налычевской купольно-кольцевой структурой [Действующие вулканы ..., 1991]. Южнее, параллельно вулканической группе, проходит зона высоких градиентов, фиксирующая понижение поля по направлению к АКГВ. Со стороны ЮЗ от вулканической группы, начиная от берега Авачинской бухты, наблюдается понижение уровня гравитационного поля по направлению к вулканам. Параметры поля предполагают наличие блоков по поверхности мелового фундамента, погружающихся в сторону вулканов. В плане эта область совпадает с М-П зоной поперечных дислокаций. У ЮЗ подножий активных вулканов отмечена крупная гравитационная ступень, которая связывается с погружением мелового фундамента по глубинному разлому. В пределах района исследований разлом прослеживается вдоль вулканов до побережья Авачинского залива [Зубин и др., 1989] (рис. 1) и, вероятно, имеет продолжение в акватории [Попруженко и др., 1997]. В результате решения прямой задачи гравиметрии была подобрана гравитационная модель внутреннего строения района Авачинского вулкана и предполагаемого периферического очага. Согласно модели, основная масса очага (плотностная аномалия) расположена в интервале глубин 2-6 км ниже уровня моря, его поперечный размер около 10 км. Из расчетов следовало, что плотность вещества земной коры в пределах очага, даже включая его предполагаемую расплавленную часть, не должна превышать 2.7 г/см³. В плане очаг несколько вытянут к СВ от центральной части конуса.

Сейсмическая модель верхней коры (Авачинский вулкан)

В районе Авачинского вулкана были выполнены исследования верхней части земной коры методом КМПВ (корреляционный метод преломленных волн). В качестве источников сейсмических волн использовались взрывы [Балеста и др., 1988]. Сейсмические наблюдения осуществлялись вдоль профиля, пересекающего СЗ склон конуса вулкана Авачинский с пропуском наблюдений (8 км) в центральной части конуса. По этой причине данные о строении коры под конусом получены в той ее части, которая просвечивалась сейсмическими лучами (ниже уровня моря). Двухмерная сейсмическая модель разрабатывалась по данным различного типа продольных (Р) сейсмических волн, поперечные (S) волны в данном эксперименте не использовались. Согласно скоростной модели, конус Авачинского вулкана (в направлении простирания ВКВП) расположен на границе двух блоков земной коры, которые характеризуются различными структурой и свойствами (скоростью сейсмических волн Vp) (рис. 2). ЮЗ блок – относительно низкоскоростной, СВ – охарактеризован повышенными значениями Vp. Они разделены близвертикальной расслоенной зоной (неоднородностью) шириной около 5 км с аномальными сейсмическими свойствами. В ее пределах скорость Vp в целом относительно повышена, с включением прослоев с инверсией Vp, что может быть связано с расслоенностью и флюидонасыщенностью этого блока коры; на глубину он прослеживается по точкам дифракции в зоне контакта с вмещающей средой примерно до глубины кристаллического фундамента (см. рис. 2).



Рис. 1. Схема геофизических исследований методами МТЗ и КМПВ в районе Авачинско-Корякской группы вулканов. 1 – глубинный разлом (*a*) и другие тектонические нарушения (*б*) по гравиметрическим данным; 2 – глубинные разломы по геологическим данным [Зубин, Козырев, 1989]; на врезке: 3 – молодые эффузивы Камчатки, 4 – вулканы Южно-, Восточно- и Центрально-Камчатского вулканических поясов (*a*, *б*, *в* соответственно); прямоугольником показано расположение района исследований.

Вероятно, по сейсмическим данным, эту неоднородную зону можно связывать с областью магматического питания вулкана (магматической колонной), включающей магмовод и относительно уплотненный, проработанный дайками, силлами и другими образованиями земной коры [Балеста и др., 1988]. В структурном плане он располагается на перегибе мелового фундамента, поднятого в СВ блоке до уровня моря и опущенного в юго-западном направлении на глубину до 5 км. В пределах этой области протекают активные сейсмические события, гипоцентры вулкано-тектонических (ВТ) землетрясений отмечены до глубины консолидированной коры (см. рис. 2) и, вероятно, являются отражением процессов, связанных с перемещением флюидов и расплавов, поступающих из нижних горизонтов земной коры. Отметим, что для большинства мировых вулканов, исследованных в последние десятилетия методами сейсмической томографии, отмечены аномалии скорости сейсмических Р- и S-волн (Vp, Vs и параметра Vp/Vs) в верхней части земной коры, которые связываются с магматическими очагами.

Они, как правило, приурочены к прогибам фундамента и, как предполагается, формируются под воздействием тепла от более глубоких магматических источников. Вероятно, такова природа сейсмической неоднородности под конусом Авачинского вулкана (периферического магматического очага). По данным КМПВ, очаг выделен под конусом на глубине примерно 1-3 км ниже уровня моря в виде аномального включения с незначительным уменьшением скорости Vp в верхней части магматической колонны [Балеста и др., 1988]. Отметим, что значения Vp (примерно 4.8-5.0 км/с) и плотности (2.7 г/см³) довольно высокие. Возможно, это связано с трещиноватостью пород, с заполнением трещин дайками или их пористостью и флюидонасыщенностью, что в условиях высоких РТ значений, согласно экспериментальным данным, приводит к повышению скорости Vp. Скорость Vs при этом может практически не изменяться (такой эффект связан с природой этих двух скоростных параметров). Сведения о состоянии среды в предполагаемой очаговой зоне были также получены по результатам анализа амплитудно-частот-



Рис. 2. Комплексная геофизическая модель земной коры в районе Авачинского вулкана (данные КМПВ выделены красным цветом).

1 – изолинии скорости сейсмических Р-волн (км/с); 2 – линии предполагаемых разломов (*a*) и точки дифракции (*b*); 3 – отражающие площадки; 4 – аномалия пониженных значений электропроводности (Г); А, Б, В – области аномалий повышенных значений электропроводности. Легенда гипоцентров землетрясений приведена на рис. За.

ных характеристик сейсмических Р-волн. На их основе подтверждена глубина периферического очага под конусом (1-3 км ниже уровня моря). Он связывается с аномальной зоной, вероятно, содержащей высокотемпературные флюид/расплавы [Балеста и др., 1989]. Последние годы на Камчатке при изучении систем магматического питания активных вулканов и выявления магматических очагов, в частности, периферического под вулканом Авачинский, используется метод лучевой сейсмической томографии с использованием данных BT землетрясений [Bushenkova et al., 2019]. В качестве основного признака, на основании которого выделен периферический очаг, принято аномально высокое значение параметра Vp/Vs под конусом вулкана на глубине в среднем 2 км ниже уровня моря.

Наиболее контрастно в сейсмической модели верхней коры (ЮЗ блок разреза) выражена относительно низкоскоростная зона, связываемая со структурой Авачинского грабена, ширина которой достигает в среднем до ~10 км (см. рис. 2). Со стороны СВ и ЮЗ, грабен контролируется глубинными разломами, хорошо выраженными в сейсмических данных. Вероятно, на СВ такая разломная зона взаимосвязана с активными процессами внедрения флюид/расплавов в "тело" вулкана. Она контролируется точками дифракции и ВТ землетрясениями в области контакта с магматической колонной, а на ЮЗ – с процессами формирования общей структуры земной коры АКГВ. В пределах грабена скорость сейсмических волн (Vp) понижена в среднем на 0.5-1.0 км/с по сравнению с соседними блоками коры. Грабен характеризуется хорошо выраженной в сейсмическом разрезе расслоенностью, что может быть связано с высокой степенью флюидонасыщенности метеорными и, возможно, глубинными (в основании грабена) флюидами. ЮЗ граница грабена контролируется глубинным разломом, который протягивается вдоль подножий вулканов до побережья Авачинского залива (см. рис. 1). Он хорошо выражен в геолого-геофизических данных, характеризуется повышенным уровнем сейсмической активности, а на сейсмическом разрезе КМПВ контролируется точками дифракции, гипоцентрами землетрясений и другими особенностями. В целом общая структура верхней коры вдоль профиля КМПВ находится в хорошем соответствии с результатами сейсмической "шумовой" томографии [Koulakov et al., 2014].

На сейсмическом разрезе КМПВ в консолидированной коре выделена отражающая граница (раздел К), природа которой при относительно малоглубинных исследованиях КМПВ оставалась не совсем ясной. Глубина границы, морфология, некоторые сейсмические свойства (в частности, тонкая расслоенность), сейсмическая активность говорят о том, что эта граница сформирована в результате глубинных процессов, связанных с формированием структуры верхней и консолидированной части коры под вулканом. Она подстилает слой коры с относительно пониженными значениями скорости Vp (примерно 6.8 км/с) и признаками разуплотнения (трещиноватости, повышенной проницаемости). Возможно, такие особенности средней части земной коры под вулканом являются результатом метаморфических процессов, протекающих с активным выделением флюидов и их "быстрым" перемещением
вдоль тонко расслоенной отражающей (и ослабленной) границы К.

Данные геоэлектрики и комплексная модель земной коры (АКГВ)

В районе активных вулканов выполнены детальные магнитотеллурические зондирования (MT3) по профилю, который пересекает перевал между конусами вулканов Корякский и Авачинский. Профиль располагается примерно параллельно сейсмическому профилю КМПВ. Расстояние между профилями ≈3 км (см. рис. 1). Положение профиля МТЗ связано не только с относительной доступностью проведения полевых наблюдений; здесь в 2008-2009 гг. было зарегистрировано значительное повышение уровня сейсмической активности в районе Корякского вулкана с инъекциями магмы в области его конуса [Гордеев и др., 2009]. Гипоцентры глубоких землетрясений, предваряющих период активизации, располагались в районе ЮВ подножия вулкана и перевала в нижней коре на глубине примерно 20-30 км и более. Таким образом, активизировалась область нижней коры в районе грабена и контролирующего грабен глубинного разлома, который протягивается вдоль склонов активных вулканов (см. рис. 1). Отметим, что в ЮЗ части профиля МТЗ, примерно в районе глубинного разлома (у подножия вулкана Корякский), расположен небольшой лавовый конус (г. Медвежья), возраст конуса относят к позднему плейстоценураннему голоцену (данные М.Ю. Пузанкова). Представлялось важным изучить особенности структуры электропроводности земной коры, а также ее взаимосвязь с другими геофизическими неоднородностями и особенностями сейсмичности в слоях земной коры, которые в целом определяют характер протекающих в районе вулканов глубинных процессов. Методика исследований и интерпретации полевых измерений приведена в работе [Мороз, Логинов, 2019]. По данным инверсии кривых МТЗ построена геоэлектрическая модель земной коры вдоль профиля до глубины более 40 км, т. е. практически до раздела Мохо (рис. 3). Наиболее заметным тектоническим элементом в электромагнитном поле верхней коры представляется Авачинский грабен. Он был выявлен и ранее по комплексу геолого-геофизических данных, однако взаимосвязь грабена с глубинной структурой земной коры представлялась не совсем ясной. В целом, в поле электромагнитных аномалий грабен выделяется как зона относительно низких значений удельного электрического сопротивления (ρ). Однако в ее пределах (в частности со стороны ЮЗ борта грабена) четко просматривается узкая и протянутая до глубины ~7 км и более (т.е. до глубины кристаллического фундамента) интенсивная аномалия повышенной электропроводности, значения ρ в ее пределах составляют первые единицы и менее Ом м (аномалия (В), см. рис. 2, 3). Она связывается с глубинным разломом вдоль ЮЗ подножий активных вулканов. В ЮЗ части профиля МТЗ аномалия проецируется примерно в район г. Медвежьей (ЮЗ борт грабена). Разлом четко проявляется в результатах геофизических методов (см. выше). Судя по установленной взаимосвязи электромагнитных аномалий (А) и (В), он прослеживается глубоко в консолидированной коре и является глубинным разломом, в пределах которого протекают активные сейсмические процессы; гипоцентры событий приурочены к основанию аномалии (А). В связи с этим можно предположить, что нижняя часть грабена может содержать глубинные флюиды, которые, возможно, образуются в результате метаморфических процессов. Таким образом, на основе полученных результатов можно предположить, что Авачинский грабен является структурой глубинного заложения. Он контролируется активным глубинным разломом в консолидированной части коры, где протекают активные глубинные процессы, обеспечивающие поступление глубинных флюидов в нижнюю часть грабена.

Модель электропроводности земной коры сопоставлена с сейсмической моделью КМПВ и особенностями сейсмичности под конусом Авачинского вулкана (см. рис. 2). Безусловно, распределение гипоцентров в коре несколько отличается (см. рис. 2, 3), отражая детали глубинного процесса. Что же касается геофизических аномалий, в частности глубинных геоэлектрических, то размер аномалий (как и небольшое расстояние между профилями) и разрешающая способность метода позволяют связать эту модель с данными КМПВ под конусом Авачинского вулкана. Детали глубинного строения, конечно, отличаются вдоль вулканической зоны. однако основные особенности глубинной модели, особенно при близком положении профилей КМПВ и ГСЗ, вряд ли имеют значительные отличия (речь, конечно, не идет о самой верхней части разреза).

Как следует из комплексной геофизической модели (см. рис. 2), гипоцентры землетрясений в большинстве своем приурочены к участкам интенсивных аномалий электропроводности. Наиболее глубокая аномалия (**Б**) расположена в нижней части консолидированной коры. На разрезе КМПВ она проецируется непосредственно под конус Авачинского вулкана, именно к ней приурочена серия гипоцентров событий, создающих активную зону вдоль практически вертикально ориентированной аномалии (**Б**) в нижней коре. Возможно, она протягивается и глубже, в верхнюю часть литосферной мантии. Судя по интенсивности аномалии, ее значительных размерах и сейсмической активности, эту область можно



Рис. 3. Особенности электропроводности и сейсмичности в земной коре (Авачинский перевал). а – схема гипоцентров землетрясений в вертикальном сечении (СЗ–ЮВ) земной коры за период 1994–2020 гг., красным прямоугольником показана область повышенной сейсмичности в период 2008–2009 гг.; б – карта эпицентров землетрясений в районе профиля МТЗ в период активизации вулкана Корякский; в – геоэлектрический разрез по данным МТЗ в сопоставлении с сейсмичностью вдоль профиля.

1 – изолинии значений у.э.с. (Ом м); 2 – пункты наблюдений МТЗ; 3 – области наиболее высоких значений электропроводности (Ом м) в земной коре. Стрелка указывает положение Налачевской купольно-кольцевой структуры (Н К–К С).

связывать с глубинным магматическим очагом, возможно, общим, питающим Корякский и Авачинский вулканы. Заметим, что аномалия (Г) (низкой электропроводности) оконтурена гипоцентрами глубоких землетрясений повышенной интенсивности. Судить о природе этой аномалии сложно, так как мы "не видим" ее возможного продолжения глубже раздела Мохо. Отметим, что относительно сильные землетрясения на больших глубинах в зонах контакта блоков со значительными различиями параметров электропроводности могут быть связаны с процессами дефлюидизации (например, Спитакское землетрясение 07.12.1988 г. [Бердичевский и др., 1996]).

О ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ НЕОДНОРОДНОСТИ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ

Результаты изучения структуры, свойств, состояния верхней мантии методами геофизики, в част-

ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ № 1 2023

ности сейсмологии и геоэлектрики, широко освещаются в научной литературе. Согласно лабораторным данным, скорости сейсмических волн мантийных пород разного состава мало различаются между собой. По этой причине смена составов не может создавать значительных скоростных вариаций. В большей степени на значения скорости могут влиять изменения температурного режима, напряженного состояния, фазовые переходы, эклогитизация коровых пород, степень флюидонасыщенности и другие факторы. Предполагается, что все эти факторы могут являться причиной расслоенности верхней мантии (включая ее литосферную часть), которая подчеркивается протяженными сейсмическими границами. Сопоставление данных глубинных сейсмических зондирований и с использованием мощных искусственных источников сейсмических волн показало, что в районах материков и океанов наиболее устойчивой границей такого типа является

граница (или раздел) на глубине примерно 80-100 км. По своей распространенности ее можно рассматривать в качестве глобальной границы N. именуемой в сейсмологии как 8-градусная сейсмическая граница [Павленкова, 1995]. Она разделяет жесткий слой верхней части верхней мантии и ослабленный (астеносферный) слой повышенной пластичности, который, по данным глубинной геоэлектрики, отмечается повышенными значениями параметра электропроводности. Во многих районах активного вулканизма магматические очаги современных вулканов также обнаруживаются в верхней мантии на глубине, соответствующей разделу N. Так, по результатам петрологического анализа пород очаги плавления, из которых на поверхность поступили молодые лавы Камчатки, располагаются в интервале глубин от ~70 ± 10 до 140 ± 20 км [Фролова и др., 1989]. При рассмотрении конвективных процессов в зонах субдукции, связанных с формированием магматических очагов в мантийном клине, приводится значение глубины (~100 км), на которой теряет устойчивость перидотит. Он здесь распадается на безводный перидотит и водную жидкость, поднимающуюся вертикально [Stern, 2002; Evans, Ritter, 1997]. По результатам геофизических исследований во многих активных регионах в отмеченном интервале глубин выделены, в частности, сейсмические неоднородности, которые связываются с мантийными магматическими очагами.

Современные представления о структуре и свойствах литосферной мантии Камчатки базируются, в основном, на данных интерпретации записей сейсмических волн от землетрясений, взятых из региональных каталогов КФ ФИЦ ЕГС РАН. Наиболее общие особенности отражены в структуре гипоцентров в пределах "падающей" под Камчатку сейсмофокальной зоны (СФЗ) и ее энергетических характеристиках. Гипоцентры событий в СФЗ распределены неравномерно, что особенно заметно в области разделов коры и верхней мантии, а также на глубине примерно 100 км (возможно, раздела N), глубже которого изменяется внутренняя структура СФЗ. Известно, что подавляющая часть выделенной энергии землетрясений в пределах фокального слоя (75%) приходится на верхний (0-40 км) слой литосферы, где по условиям температур и давлений возможно хрупкое разрушение пород. В то же время в интервале 0-100 км выделяется 90% сейсмической энергии, что, вероятно, свидетельствует об изменении физических свойств литосферы. Глубже ~100 км изменяется геометрическая форма СФЗ, в частности, наклон и ширина, а в интервале ~200 км СФЗ "рассыпается", образуя неупорядоченное поле гипоцентров [Селиверстов. 2009]. Однако к этому интервалу бывают приурочены довольно сильные события (к примеру, Жупановское землетрясение 2016 г., Ks = 15.7), что может быть связано с фазо-

выми переходами вещества верхней мантии на этой глубине или какими-то другими процессами. Исследование скоростных характеристик (в значениях Vp) литосферы в области гипоцентров землетрясений в СФЗ у берегов Камчатки и, в частности, Авачинского залива, показало хорошо выраженную скоростную неоднородность фокального слоя и его сложную внутреннюю структуру. Наиболее контрастные осложнения скоростного поля приурочены к интервалу глубин ~90-120 км, здесь отмечаются и заметные горизонтальные смещения высокоскоростных неоднородностей СФЗ [Славина и др., 2007 и др.]. Таким образом, особенности пространственного распределения гипоцентров землетрясений косвенно свидетельствуют о ее неоднородности фокального слоя по глубине и его "закономерной" расслоенности вдоль, в данном случае, Восточно-Камчатского вулканического пояса. В последние десятилетия на Камчатке для изучения особенностей строения литосферных и более глубоких слоев верхней мантии широко используется метод лучевой сейсмической томографии на базе времен пробега сейсмических волн местных и удаленных землетрясений, регистрируемых региональной сетью станций КФ ФИЦ ЕГС РАН. Результаты этих экспериментов широко опубликованы в отечественных и зарубежных изданиях [Толбачинское ..., 2017]. Для построения трехмерных скоростных моделей нами разработаны различные подходы и алгоритмы решения обратной задачи. Однако все они, по сути, "работают" в рамках частного случая более общей классической задачи прикладного анализа - восстановления функции по ее значениям в некоторых точках. Отсюда очевидны сложности сейсмотомографической инверсии для геологической среды (геотомографии) и причины некоторого отличия скоростных моделей, разработанных разными авторами.

В работе [Добрецов и др., 2012] приведен результат региональной томографической инверсии (масштаб – первые тысячи км) на базе данных глобальных и региональных землетрясений для Курило-Камчатской вулканической дуги и, в частности, юга Камчатки. В работе анализируются возможные причины изменения формы, мошности, угла наклона слэба (т.е. наклонного слоя относительно повышенной скорости Р-волн), который погружается, по мнению авторов, под вулканическую дугу до глубины переходного слоя между верхней и нижней мантией и глубже (до ~800 км). В приведенной скоростной модели юга Камчатки, с нашей точки зрения, представляет интерес четко выраженный разрыв аномалии повышенной скорости Vp на глубине в среднем ~200 км. Известно, что примерно на такой глубине была обнаружена граница Леманн (Инге Леманн), на ко-



Рис. 4. Геофизические неоднородности литосферы в районе АКГВ.

а — вертикальное сечение (C3–ЮВ) объемной скоростной модели литосферы (в аномалиях скорости Vp и Vs), пунктирной линией на моделях показан нижний уровень высокого разрешения; б — расположение района исследований: 1 — гипоцентры землетрясений, 2 — активные и потухшие вулканы соответственно, красным цветом показан контур изолинии, ограничивающий область пониженных значений сейсмической скорости Vp и Vs в районе ВКВП; в — схема аномалий электропроводности литосферы в изолиниях у.э.с.

торой понижается скорость прохождения сейсмических волн, возможно, из-за фазовых переходов, изменения пластичности астеносферы или других причин. Природа этой границы остается не совсем ясной. Она проявляется под материками, не всегда — под океанами; была обнаружена в районе Байкальского рифта на глубине в среднем около 230 км (устное сообщение С.А. Ефимова). Вероятно, данные об этой границе и ее природе могли бы представлять значительный интерес для понимания природы глубинных процессов верхней мантии Камчатки тем более, что примерно в таком же интервале глубин отмечено характерное изменение "рисунка" фокального слоя.

Об особенностях структуры литосферы Восточной Камчатки, в частности, в районе АКГВ, можно судить по результатам сейсмотомографической инверсии времен пробега сейсмических волн от местных региональных землетрясений, зарегистрированных Камчатской сетью станций

КФ ФИЦ ЕГС РАН. Расположение станций на полуострове и гипоцентров землетрясений позволило построить относительно корректную объемную скоростную (Vp, Vs, Vp/Vs) модель земной коры и верхней мантии для района, охватывающего Восточно-Камчатский и Центрально-Камчатский вулканические пояса до глубины не более 150 км (рис. 4а). Несмотря на различия подходов разных авторов, скоростные модели сходны по наиболее контрастным скоростным характеристикам, что свидетельствует об их устойчивости при решении обратной задачи [Gorbatov et al., 1999; Гонтовая и др., 2003; Nizkous et al., 2006]. В области мантийного клина под Восточно-Камчатским вулканическим поясом выявлена хорошо выраженная расслоенность литосферы. Она включает слой земной коры, слой повышенной скорости жесткой части верхней мантии и слой относительно пониженной скорости (ослабленный, астеносферный слой) в интервале глубин



Восточно-Камчатский вулканический пояс

Рис. 5. Геофизическая неоднородность литосферы как отражение глубинной геодинамики в районе АКГВ. а, в – схема глубинных процессов в литосфере под вулканами: A₁, A₂ – мантийные и коровые геофизические аномалии, рамками выделены зоны предполагаемых глубинных разломов, стрелками показаны предполагаемые пути перемещения флюид/расплавов; б – фрагмент вертикального сечения скоростной модели литосферы в районе ВКВП (рамкой выделен район исследований), стрелкой показан гипоцентр Жупановского землетрясения (2016 г., Ks = 15.7, *H* = 178 км), сокращенные названия вулканов: Мтн – Мутновский, Жпн – Жупановский, Крм – Карымский, Крн – Кроноцкий; г – схема эпицентров землетрясений в литосфере района исследований.

70-120 км. Фокальный слой охарактеризован в целом повышенными значениями сейсмической скорости, однако нарушен участками пониженной скорости (рис. 5б). Расслоенность литосферы выражена в области мантийного клина и на вертикальном сечении северо-западного простирания, хотя здесь сейсмические разделы менее выдержаны и, вероятно, разбиты разломами (см. рис. 4а). Под АКГВ в скоростном поле выделяется зона относительно пониженных значений сейсмических скоростей (Vp и Vs) в интервале глубин примерно 70–120 км. Вероятно, к ней приурочена зона магматического питания активных вулканов АКГВ. Этой зоне соответствует расположенная в верхней части литосферы аномалия повышенных значений электропроводности [Мороз, 1991] (см. рис. 4в). В целом, комплекс аномальных геофизических характеристик выявленной под вулканами неоднородности свидетельствует о высокой степени расплав/флюидонасыщенности среды в

ее пределах. Отметим, что эта неоднородность расположена на уровне некоторого изменения наклона фокального слоя и нарушения "закономерного расположения" гипоцентров в его пределах.

В скоростной модели представляется важным отметить аномалию пониженной скорости в низах коры и верхней части литосферной мантии (зоне перехода земная кора–верхняя мантия), которая представлена на вертикальном сечении под вулканическим поясом в виде глубокой депрессии, нижняя граница которой проходит по разделу Мохо (см. рис. 5б) [Nizkous et al., 2006]. АКГВ расположена на ЮЗ краю этой предполагаемой депрессии, Карымский вулканический центр – на СВ. Одной из контрастных аномалий пониженной скорости, которая четко выделяется на всех скоростных моделях, разработанных разными авторами, является поперечная скоростная структура СЗ простирания, которой соответствует М-П зона поперечных дислокаций и АКГВ; она прослеживается до побережья Авачинского залива.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ результатов гравиметрических, сейсмических, электромагнитных исследований, дополненных данными о сейсмической активности земной коры и верхней мантии, позволил разработать комплексную геофизическую модель литосферы в районе Авачинско-Корякской группы вулканов.

1. Активные вулканы АКГВ приурочены к прогибам мелового и кристаллического фундаментов, а также отражающего (предположительно, тонко расслоенного) раздела в средней коре. Возможно, этот раздел сформировался в результате метаморфических процессов, сопровождающихся выделением флюидов, которые поступают в верхнюю, покрывающую эту границу, толщу верхней коры. С границей связана слабая сейсмическая активность, очевидно, вызванная горизонтальными тектоническими смещениями, способствующими более интенсивному продвижению глубинных флюидов. Флюиды, вероятно, могут поступать также из более глубокого источника в виде флюид/расплавных включений. Предполагается, что с подобными глубинными процессами могут быть связаны периоды активизации вулканов.

2. В нижней коре, непосредственно под конусом Авачинского вулкана и прогибами границ мелового и кристаллического фундаментов, установлена узкая высокопроводящая неоднородность, которая может протягиваться глубже раздела Мохо в литосферную мантию. Судя по свойствам, форме и характеру взаимосвязи с приповерхностной структурой верхней коры, эта геоэлектрическая неоднородность соответствует глубинному (нижнекоровому) магматическому очагу вулкана (или активным вулканам АКГВ) либо глубинному разлому, по которому в земную кору поступают глубинные флюид/расплавы из магматичесуого очага верхней мантии. Этот процесс, в частности под Авачинским вулканом, сопровождается активной сейсмичностью, вероятно, связанной с процессами дефлюидизации. Особенности распределения геофизических неоднородностей совместно с картиной сейсмичности позволили установить некоторые особенности флюидной модели под вулканом и пути передвижения флюидов и расплавов по глубинным разломам и границам раздела в земной коре.

3. В результате длительной вулканической активности, что привело к формированию прогибов коровых границ раздела, сформировался глубинный разлом, который в настоящее время прослеживается вдоль ЮЗ подножий вулканов. Разлом активен и связан с областью относительно высоких значений электропроводности в средней части коры, свидетельствующей о насыщенности этой области глубинными флюидами.

4. Согласно электромагнитным данным, Авачинский грабен представляется структурой глубинного заложения и контролируется глубинным разломом, по которому в нижнюю часть грабена могут поступать глубинные флюиды. Аномально низкие значения электрического сопротивления в пределах грабена свидетельствуют о высокой степени тектонической раздробленности и аномальном флюидном режиме. В какой-то мере это может объясняться поступлением соленой морской воды по глубинному разлому, который протягивается вдоль склонов вулканов до побережья Авачинского залива и, возможно, в акваторию.

5. На основе региональной сейсмической томографии ранее была разработана скоростная модель литосферы Восточной Камчатки. Она включает слой земной коры, жесткий слой литосферной мантии и астеносферный (ослабленный) слой в верхней части верхней мантии на глубине примерно 70-120 км. Магматические очаги в верхней мантии приурочены к этому интервалу глубин. В районе АКГВ мантийный очаг в верхней мантии устанавливается по сейсмическим (данным сейсмотомографии) и электромагнитным данным. В целом Малко-Петропавловская зона поперечных (СЗ простирания) дислокаций и район АКГВ располагаются в пределах обширной поперечной скоростной аномалии, которая протягивается до акватории залива и хорошо проявляется в скоростной сейсмотомографической модели до глубины не менее 80-100 км.

5. В пределах Восточно-Камчатского вулканического пояса АКГВ расположена в районе ЮЗ периферии Налычевской купольно-кольцевой структуры, которой соответствует обширная положительная гравитационная аномалия. Исходя из некоторых особенностей скоростных характеристик (безусловно, требующих более детальных исследований), все же представляется возможным допустить следующее. В рассматриваемой части вулканического пояса существует глубокая депрессия (по разделу Мохо), на ЮЗ которой расположена АКГВ, а на северо-востоке – Карымский вулканический центр. В целом вся эта тектоническая "конструкция" каким-то образом связана с более глубокой частью верхней мантии, где могут протекать сложные глубинные процессы, например, фазовые переходы. Их отражением, в свою очередь,

может быть высокая сейсмическая активность верхней мантии в этом районе типа Жупановского землетрясения (2016 г., Ks = 15.7, H = 178 км).

Некоторые выводы не являются окончательными и бесспорными. Очевидно, что дальнейшее развитие рассматриваемой авторами задачи связано с необходимостью разработки количественных комплексных геолого-геофизических моделей глубинного строения, свойств, состояния земной коры и верхней мантии этого активного вулканического района. Выполнение таких исследовавний имеет важное практическое значение, связанное с программой дальнейшего развития Камчатского края.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

В статье использованы данные, полученные в рамках темы НИР АААА-А19-119031590060-3 Госзадания № 075-00576-21 КФ ФИЦ ЕГС РАН 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/).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Балеста С.Т., Гонтовая Л.И., Гринь Н.Е. и др. Возможности сейсмического метода при изучении зон питания современных вулканов // Вулканология и сейсмология. 1989. № 6. С. 42–53.

Балеста С.Т., Гонтовая Л.И., Каргопольцев А.А. и др. Сейсмическая модель Авачинского вулкана (по данным КМПВ – ГСЗ) // Вулканология и сейсмология. 1988. № 2. С. 43–55.

Бердичевский М.Н., Борисова В.П., Голубцова Н.С. и др. Опыт интерпретации МТ зондирований в горах Малого Кавказа // Физика Земли. 1996. № 4. С. 99–117.

Гонтовая Л.И., Левина В.И., Санина И.А. и др. Скоростные неоднородности литосферы под Камчаткой // Вулканология и сейсмология. 2003. № 2. С. 1–9.

Гордеев Е.И., Дрознин В.А., Дубровская И.К. и др. Корякский вулкан — современное состояние и активизация 2008—2009 гг. // Материалы IV Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии "Вулканизм и геодинамика". Т. 2. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2009. С. 588—590.

Действующие вулканы Камчатки / Отв. ред. С.А. Федотов, Ю.П. Масуренков. М.: Наука, 1991. Т. 2. 415 с.

Добрецов Н.Л., Кулаков И.Ю., Литасов Ю.Д. Пути миграции магм и флюидов и составы вулканических пород Камчатки // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 12. С. 633-661.

Зубин М.И., Козырев А.И. Гравиметрическая модель строения Авачинского вулкана (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1989. № 1. С. 81–94. *Мороз Ю.Ф., Логинов В.А.* Глубинная геоэлектрическая модель Авачинско-Корякской группы вулканов на Камчатке // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2019. № 2. Вып. 42. С. 9–24.

Мороз Ю.Ф. Электропроводность земной коры и верхней мантии Камчатки. М: Наука, 1991. 181 с.

Павленкова Н.И. О региональной сейсмической границе в самых верхах мантии // Физика Земли. 1995. № 12. С. 1–14.

Попруженко С.В., Зубин М.И. Тектоника и некоторые особенности сейсмичности шельфовой зоны Авачинского залива и прилегающих районов // Вулканология и сейсмология. 1997. № 2. С. 74–81.

Селиверстов Н.И. Геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2009. 291 с.

Славина Л.Б., Пивоварова Н.Б., Бабанова Д.Н. и др. Исследование особенностей строения фокальной зоны Камчатки на участке Авачинский залив – мыс Лопатка // Геофизические исследования. М.: ИФЗ РАН, 2007. № 8. С. 117–126.

Толбачинское Трещинное извержение 2012–2013 гг. (ТТИ-50) / Отв. ред. Е.И. Гордеев, Н.Л. Добрецов. Новосибирск: СО РАН, 2017. 421 с.

Фролова Т.И., Перчук Л.Л., Бурикова И.А. Магматизм и преобразование земной коры активных окраин. М.: Недра, 1989. 262 с.

Bushenkova N., Koulakov I., Senyukov S. et al. Tomographic Images of Magma Chambers Beneath the Avacha and Koryaksky Volcanoes in Kamchatka // JGR Solid Earth. 2019. V. 124. P. 9694–9713.

Evans J.R., Ritter J.R.R. Deep structure of Medicine Lake volcano, California // Tectonophysics. 1997. V. 275. № 1/3. P. 221–241.

Gorbatov A., Dominguez J., Suarez G. et al. Tomographic imaging of the P-wave velocity structure beneath the Kam-chatka peninsula // Geophys. J. Int. 1999. V. 137. \mathbb{N} 2. P. 269–279.

Koulakov I., Jaxybulatov K., Shapiro N. et al. Asymmetric caldera-related structures in the area of the Avacha group of volcanoes in Kamchatka as revealed by ambient noise to-mography and deep seismic sounding // J. of Volcanol. and Geotherm. Res. 2014. V. 285. P. 36–46.

Nizkous I., Sanina I., Kissling E. et al. Velocity properties of ocean-continent transition zone lithosphere in Kamchatka region according to seismic tomography data // Physics of the Solid Earth. 2006. V. 42. № 4. P. 286–296.

Stern R.J. Subduction Zones // Reviews of geophysics. 2002. V. 40. \mathbb{N} 4. P. 1012–1049.

Avachinsky and Koryaksky Group of Volcanoes: Geophysical Inhomogeneity of the Lithosphere and Deep Processes (Kamchatka)

V. A. Loginov^{1, *}, L. I. Gontovaya¹, and S. L. Senyukov^{2, **}

¹Institute of Volcanology and Seismology, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, bulvar Piipa, 9, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006 Russia ²Kamchatka Branch of the Federal Research Center "Unified Geophysical Service of the Russian Academy of Sciences",

bulvar Piipa, 9, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006 Russia

*e-mail: naick1609@mail.ru

**e-mail: ssl@emsd.ru

The article presents the results of our gravimetric, seismic and electromagnetic research, as well as the data on deep seismicity of the lithosphere in the area of the active Avachinsky and Koryaksky group of volcanoes, which is the part of the East Kamchatka volcanic belt. We managed to develop the comprehensive geophysical model of the Earth's crust and lithospheric mantle of this area. Based on the distribution scheme of the Earth's crust geophysical inhomogeneities in general, and particularly beneath Avachinsky Volcano, we revealed specific features for both intracrustal fluid saturation and conduits through which deep fluids rise to the upper part of the crust. According to the comprehensive model, stresses arising at the margins of zones with different defluidisation conditions, in particular, in the lower part of the crust, and characterizing by contrasting electrical conductivity values, are one of the most important reasons for active seismicity beneath active volcanoes. The general scheme of the deep lithospheric processes and the volcanoes magma feeding system specific features are based on the obtained results and the data on the local seismic tomography. It is assumed that Avachinsky Volcano, being a part of the active Avachinsky and Koryaksky group of volcanoes, is connected with the asthenospheric layer at a depth of $\sim 70-120$ km, from which fluid/melts enter into the magma chamber located in the lower crust and then, under the influence of the heat from the lower crustal source, the peripheral chamber is formed in the upper crust beneath the volcano's cone.

Keywords: geophysical model, electrical conductivity, seismicity, fluids, magma chamber

УДК 552.122/504.4

ТЕКСТУРЫ ВУЛКАНИТОВ КАК ИНДИКАТОРЫ ОПАСНЫХ ВОЗДЕЙСТВИЙ НА ОКРУЖАЮЩУЮ СРЕДУ (НА ПРИМЕРЕ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИТОВ КАВКАЗА)

© 2023 г. А. М. Курчавов*

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук (ИГЕМ РАН), Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия

> *e-mail: Kurchavov.kam38@yandex.ru Поступила в редакцию 09.06.2022 г. После доработки 09.09.2022 г. Принята к публикации 03.11.2022 г.

Текстурные особенности лав и игнимбритов указывают на высокую роль летучих компонентов при их формировании и быстрое выделение летучих из застывающего расплава. Это создает высокий уровень опасности для окружающей среды. Поэтому важно изучение текстур сформированных вулканитов для прогнозирования степени опасности при возможном возобновлении магматической активности.

Ключевые слова: кремнекислые лавы, игнимбриты, текстуры пород, флюидальность, полосчатость, фьямме

DOI: 10.31857/S0203030622700043, EDN: ARDFZE

ВВЕДЕНИЕ

Одними из опаснейших стихийных бедствий для жителей земли являются извержения вулканов. Поднимающийся на поверхность магматический расплав – лава наносит окружающей среде огромный ущерб. Стекающая с большой скоростью из жерла вулкана лава (на Гавайях она движется подчас со скоростью около 100 км/ч) или образующиеся при взрывах пепловые тучи сжигают или засыпают пеплом и вулканическими бомбами все вокруг (рис. 1, 2).

Лавы основного состава жидкие и менее подвержены взрывным процессам. В то же время мы наблюдаем, как их эксплозивная деятельность наносит огромный ущерб окружающей среде (см. рис. 2).

Но еще более опасны действующие вулканы, извергающие кремнекислые продукты.

Застывая, вулканические продукты становятся горной породой с особенностями своего внешнего строения — текстурой. Под текстурой понимается внешний облик горной породы, обусловленный особенностями расположения и размера ее составных частей. Она содержит информацию, важную как для понимания процессов выхода магматического расплава на поверхность Земли, так и его воздействия на окружающую среду.

ФОРМУЛИРОВКА НАУЧНОЙ ЗАДАЧИ

Цель данной статьи — на примере позднекайнозойских кремнекислых вулканитов Кавказа показать необходимость изучения текстурных особенностей вулканических пород "уснувших" или "спящих" вулканов для прогнозирования характера опасности при возможном возобновлении их деятельности.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

Многолетние наблюдения текстурных особенностей вулканогенных пород различных орогенных вулкано-плутонических поясов разного возраста. В данном случае отражены наблюдения над текстурными особенностями позднекайнозойских кремнекислых пород Кавказа, слагающих гору Эльбрус и прилежащие к ней территории, а также окрестности горы Арагац в Армении.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Наблюдения над текстурными особенностями кремнекислых лав и игнимбритов свидетельствуют о большой роли в их формировании летучих компонентов, придающие высокую подвижность расплаву. В то же время текстуры пород говорят о часто быстром и даже катастрофическом отделении летучих при выходе расплава на поверхность земли. Под кремнекислыми понимаются породы,



Рис. 1. Сгорающая растительность под действием лавового потока вулкана Килауза на Гавайях. Фото из Интернета.

содержащие кремнезем более 64 мас. % [Петро-графический кодекс ..., 2009].

ющихся окраской и химическим составом [Курчавов, 2009, 2010, 2022]. Это наблюдается в разновозрастных вулканитах многих регионов (рис. 3).

ТЕКСТУРЫ КРЕМНЕКИСЛЫХ ВУЛКАНИТОВ

Лавы кремнекислого состава обычно считаются вязкими и не способными к распространению на большие расстояния. Однако такие лавы часто обладают четко выраженной полосчатостью вследствие развития тонкой флюидальности в виде выдержанных маломощных полосок, различа-

Текстуры кремнекислых лав Эльбруса

Слагающие юго-восточный склон Эльбруса трахидациты имеют тонкофлюидальное строение (см. рис. 3г, рис. 4). Такая полосчатая (флюидальная) текстура говорит о высокой подвижности (текучести) расплава вследствие его насыщенности летучими компонентами. Но эта флюидаль-



Рис. 2. Засыпанные пеплом и вулканическими бомбами дома на острове Ла-Палма (Канарские острова) при извержении вулкана Кумбре-Вьеха. Фото из Интернета.



Рис. 3. Флюидально-полосчатые кремнекислые лавы разных регионов. а – палеогеновые риолиты Южного Сихотэ-Алиня, верховья реки Партизанской; б, в – пермские риолиты Центрального Казахстана, Каркаралинский район; г – четвертичные трахидациты Эльбрус, юго-восточный склон. Фото А.М. Курчавова.

ная текстура на коротком расстоянии резко сменяется брекчиевидной текстурой (см. рис. 4).

Такая смена текстур говорит о быстром выделении летучих компонентов из расплава, вследствие чего он мгновенно становится вязким, дробится, а образующаяся порода приобретает облик лавовых брекчий с беспорядочно расположенными обломками (см. рис. 4) или с уплощенными обломками, внешне напоминая игнимбриты (рис. 5). Однако такие уплощенные обломки не имеют эндоконтактовой зоны, столь характерной для фьямме игнимбритов [Курчавов, 2009] (рис. 6, нижний ряд).

Показанные смены текстурного облика застывшей лавы Эльбруса свидетельствуют о высвобождении из расплава летучих компонентов близ жерла. Быстрое высвобождение значительного объема летучих компонентов из расплава представляет высокую степень угрозы всему живому близ вулкана и на значительном удалении от него.

Текстурные особенности игнимбритов Кавказа

Еще более катастрофические воздействия на окружающую среду связаны с игнимбритообразующими процессами. Игнимбриты — это породы с обильными ориентированно расположенными пламеобразными выделениями — фьямме с расщепляющимися краями наподобие пламени, погруженными в сложно построенный стекловатый базис (см. рис. 6, рис. 7).

Облик уплощенных обособлений (фьямме) и их параллельное расположение свидетельствуют о течении насыщенного летучими компонентами магматического расплава, распространяющегося на поверхности земли по типу вскипающего молока.

Формирование игнимбритов происходит из газонасыщенных расплавов, сопровождаясь высокотемпературными палящими газово-жидкими тучами. Примером ужасающего катастрофического воздействия на окружающую среду являются известные извержения вулкана Мон-Пеле на островах Мартиника или Кракатау в Зондском



Рис. 4. Флюидально-полосчатая текстура кремнекислых покровов, переходящая в брекчиевидную. Трахидациты, г. Эльбрус, юго-восточный склон близ отметки 3000 м. Фото А.М. Курчавова.



Рис. 5. Переход флюидальной лавы в брекчиевую лаву "игнимбритовидного" облика. Трахидациты Эльбруса, юго-восточный склон. Фото А.М. Курчавова.

а – резкая смена флюидальной лавы на брекчиевую с ориентированными в плоскости флюидальности уплощенными обломками лавы; б – ориентированно расположенные уплощенные обломки лавы.



Рис. 6. Игнимбриты района поселка Артик, Армения. Нижние два фото – фьямме игнимбритов с хорошо выраженной более пористой эндоконтактовой зоной, но с более стекловатым матриксом: слева – продольный разрез фьямме, справа – поперечный разрез. Фото А.М. Курчавова.



Рис. 7. Игнимбриты Северного Кавказа.

1, 2 – Нижнечегемский массив: 1 – карьер близ вершины горы Хоро-Хора на левобережье реки Баксан у села Заюково, 2 – правобережье реки Баксан у села Заюково; 3, 4 – Верхнечегемский массив: 3 – левобережье верховья реки Чегем близ селения Эль-Тюбю, 4 – левобережье реки Чегем выше по течению в 10 км от селения Эль-Тюбю. Фото А.М. Курчавова.

проливе Индонезии. Однако и более низкотемпературные пирокластические потоки катастрофически влияют на окружающую среду. Примером являются извержения вулканов Безымянный и Шивелуч на Камчатке [Гирина, 1996; Гирина, Румянцева, 1993].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Огромное количество летучих компонентов в первоначальном магматическом расплаве способствует сохранению его высокой подвижности, а само формирование пород сопровождается интенсивным отделением летучих компонентов. Среди них важную роль играют углекислый газ, хлор, фтор и многие другие летучие вещества. Вступая во взаимодействие с водой, часто за счет таяния ледников, они усугубляют катастрофичность воздействия на окружающую среду и все живое.

Следует подчеркнуть, что в пределах Эльбрусской вулканической области широко представлены лавы и игнимбриты, для которых характерно высокое содержание летучих компонентов в породившем их расплаве. Это необходимо учитывать при прогнозировании воздействия на окружающую среду при возможном возобновлении активности данного вулкана.

Таким образом, изучение текстурных особенностей уже сформированных пород ранних стадий вулканической деятельности важно не только для понимания процесса становления расплава и особенностей выхода вулканических продуктов на поверхность Земли, но и для прогнозирования характера воздействия на окружающую среду при возобновлении магматической активности.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках выполнения исследований по проектам Российского фонда фундаментальных исследований (проекты № 96-05-64535, № 01-05-64626, № 14-05-92000), программ фундаментальных исследований Президиума РАН (программы № 13, 2003-2005 гг., № 1, 2006-2009 гг., № 4, 2010-2014 гг., № 18, 2016-2018 гг.), а также базовой тематики НИР ИГЕМ РАН (Петрология магматизма конвергентных и внутриплитных обстановок: эволюция магматизма в ходе формирования крупных континентальных блоков. Регистрационный № ЕГИСУ НИОКТР 121041500222-4).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Гирина О.А. Отложения пирокластических волн вулкана Безымянный // Вулканология и сейсмология. 1993. № 5. С. 34–47.

Гирина О.А., Румянцева Н.А. Микростроение тефры вулкана Шивелуч // Вулканология и сейсмология. 1996. № 5. С.42–53.

Курчавов А.М. Проблемы диагностики и петрогенезиса игнимбритов // Вулканология и сейсмология. 2009. № 2. С. 3–12.

Курчавов А.М. Проблемы формирования полосчатости кремнекислых вулканитов // Литосфера. 2010. № 3. С. 128–134.

Курчавов А.М. Петро-геохимические различия позднекайнозойских игнимбритов Малого и Большого Кавказа как следствие геодинамических особенностей формирования этих структур // Вулканология и сейсмология. 2022. № 1. С. 18–38.

Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования / Издание третье, исправленное и дополненное / Гл. ред. О.А. Богатиков, О.В. Петров, А.Ф. Морозов. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.

Textures of Volcanites as Indicators of Dangerous Impacts of Environment (on the Example of the Late Cenozoic Volcanics of the Caucasus)

A. M. Kurchavov*

Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of the Russian Academy of Sciences (IGEM RAS), Staromonetny lane, 35, Moscow, 119017 Russia *e-mail: Kurchavov.kam38@yandex.ru

Textural features of lava and ignimbrite formations indicate the high role of volatile components in their formation and the rapid release of volatile from the solidifying melt. This creates a high level of danger to the environment. Therefore, it is important to study the textures of the formed volcanites to predict the degree of danger in the event of a possible resumption of magmatic activity.

Keywords: silicic acid lavas, ignimbrites, rock textures, fluidity, banding, fiamme

УДК 552.313:549.45+549.74+549.76

МИНЕРАЛЫ СО СМЕШАННЫМИ АНИОННЫМИ РАДИКАЛАМИ В ФУМАРОЛЬНО-ПРЕОБРАЗОВАННЫХ КОРОВЫХ МИКРОКСЕНОЛИТАХ КАК НОВЫЙ ФЕНОМЕН СОВРЕМЕННОГО ВУЛКАНИЗМА

© 2023 г. В. И. Силаев^{а,} *, Л. П. Вергасова^{b,} **, В. Н. Филиппов^а, И. В. Смолева^a, С. В. Москалева^b, А. Ф. Хазов^a, Б. А. Макеев^a, А. П. Шаблинский^c

^аИнститут геологии Коми НЦ УрО РАН, ул. Первомайская, 54, Сыктывкар, 167982 Россия

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

^сСанкт-Петербургский государственный университет,

Университетская набережная, 7/9, Санкт-Петербург, 199034 Россия

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

***e-mail: vip@kscnet.ru* Поступила в редакцию 19.09.2022 г. После доработки 11.10.2022 г. Принята к публикации 03.11.2022 г.

Исследованы микроксенолиты осадочно-морских карбонатолитов в фумаролах кратерной зоны Второго конуса Северного прорыва БТТИ, подвергшиеся воздействию эксгалятивно-пневматолитовых флюидов с образованием за счет карбонатов множества соединений со смешанными карбонато-сульфато-хлоридными анионными радикалами, которые рассматриваются как два межклассовых и девять межтиповых кристаллохимических гибридов. Выявленная в измененных микроксенолитах картина неоднородности минерального парастерезиса трактуется нами как результат последовательного эпигенетического превращения первичных карбонатов сначала в сульфато-карбонаты, потом в карбонато-сульфаты, а затем в хлоридо-карбонато-сульфаты и хлориды. Судя по отсутствию признаков фазовой гетерогенности, исследованные кристаллохимические гибриды представляют собой гомогенные твердофазные смеси карбонатов, сульфатов и хлоридов в разных пропорциях. Карбонаты в микроксенолитах по изотопному составу углерода ($\delta^{13}C_{PDB} = -5.34 \pm 0.62\%$) и кислорода $(\delta^{18}O_{SMOW} = 24.09 \pm 1.05\%)$ соответствуют переотложенным в условиях вулканогенной транспортировки карбонатам осадочно-морских известняков. Сульфатная сера по изотопному составу $(\delta^{34}S = 1.5 - 2\%)$ варьируется в пределах диапазона колебаний, установленного для сульфатов вулканогенного происхождения. В углеродных частицах, ассоциированных с микроксенолитами, значения изотопный состав углерода ($\delta^{13}C_{PDB} = -27.37 \pm 2.97 \%$) и азота ($\delta^{15}N_{Air} = 6.74 \pm 2.48\%$) тяготеют к моде распределения таких значений в продуктах современного континентального вулканизма. Выявленные кристаллохимические гибриды являются типоморфным признаком фумарольно-эксгалятивной фации и рассматриваются как неизвестный ранее феномен современного вулканизма.

Ключевые слова: фумаролы, ксенолиты, Большое трещинное Толбачинское извержение, межклассовые и межтиповые кристаллохимические гибриды, изотопия, происхождение вещества **DOI:** 10.31857/S0203030622700055, **EDN:** ARNZVB

введение

В фумарольных системах на вулкане Толбачик на сегодняшний момент известно около 350 минеральных видов, среди которых 140 — эндемики [Вергасова, Филатов, 2012; Вергасова и др., 2020, 2022; Пеков и др., 2020]. То есть коэффициент эндемичности среди открытых в фумаролах минералов достигает 55%, что беспрецедентно. Исследования показали, что среди минералов-эндемиков, судя по составу анионов, имеется множество межклассовых и даже межтиповых минеральных гибридов¹ — сульфато-молибдатов, борато-фосфатов, хлоридо-сульфатов, хлоридо-арсенатов, хлоридо-селенатов, сульфато-фторидов и т.п. Традиционно такие минералы определяются как соединения с дополнительными анионами [Поваренных, 1966] или смешанными анионными радикалами [Белов, 1977]. Однако в настоящее время появились новые идеи для описания и формирова-

¹ Минеральные объекты, образовавшиеся вследствие скрещивания (смешивания) кристаллохимически разных форм соединений.



Рис. 1. Карбонатные микроксенолиты в первичном (а) и малоизмененном состоянии (б), а также образовавшиеся в результате переотложения карбонатного материала с микроцементацией кальцитом обломочных частиц кварца (в).

ния подобных соединений [Филатов и др., 1992; Bikford et al., 2007; Кривовичев, 2022; Магарилл и др., 2000]. Становится понятным, что, по крайней мере, в некоторых геологических обстановках образование подобных соединений со смешанными анионными радикалами [Юшкин, Назарова, 1982; Силаев и др., 2003] является естественным, закономерным, а иногда и преобладающим явлением. Одна из таких обстановок участки формирования на современных вулканах постэруптивных эксгалятивно-фумарольных минерализаций [Вергасова и др., 1984, 2017, 2022; Вергасова, Филатов, 1993, 2016; Карпов и др., 2013, 2017; Хазов и др., 2019].

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Соединения со смешанными анионными радикалами были диагностированы нами в результате исследований микроксенолитов, обнаруженных еще в 1983 г. в фумаролах в кратерной зоне Второго конуса Северного прорыва (СП) Большого трещинного Толбачинского извержения (БТТИ). Здесь в пределах основного фумарольного поля была выявлена высокотемпературная эксгалятивно-пневматолитовая минеральная ассоциация сульфатов меди с "дополнительными" атомами кислорода, не связанными с сульфатными анионами, а также множество межклассовых и межтиповых соединений: оксисульфатов – федотовита $K_2Cu_3O(SO_4)_3$ и долерофанита $Cu_2O[SO_4]$, хлоридо-оксисульфата пийпита K₄Cu₄O[SO₄]₄NaCl, арсенато-сульфаты, ванадато-сульфаты, молибдато-сульфаты и т.п. Присутствующие в этой минерализации карбонатные микроксенолиты, источником которых предположительно послужили осадочно-морские карбонатные породы, залегающие в фундаменте вулканической постройки, претерпели под воздействием агрессивных вулканогенных флюидов перегруппировку и сильное сульфато-хлоридное обогащение с образованием множества смешанных карбонатосульфато-хлоридных соединений.

Карбонатные микроксенолиты представляют собой обособленные тела размером от 1 до 10 мм (рис. 1), подвергнувшиеся пневматолитовому воздействию с уменьшением размеров и приобретением сглаженной формы (рис. 2). Размер модифицированных ксенолитов варьируется в статистических пределах $(3 \pm 2.05) \times (1.63 \pm 1.02)$ мм. На поверхности таких образований присутствуют локальные примазки черного и зеленого цвета, размером соответственно (225 ± 220) и (185 ± 140) мкм. Черные примазки сложены вулканическим стеклом, а зеленые представляют собой наиболее характерные для фумарольной минерализации медные сульфаты - халькокианит, халькантит и оксисульфаты – федотовит, пийпит, долерофанит (диагностированы рентгеноструктурным методом).

Генетически примечательным фактом в рассматриваемом случае является эндогенная углеродизация измененных ксенолитов, реализовавшаяся как в дисперсно-рассеянной форме, так и в виде примазок и включений частиц однородного углеродного вещества (рис. 3). Среди таких примазок и включений встречаются частицы металлоуглеродных композитов размером (700–600) × × (250–200) мкм (рис. 4), уже отмечавшихся нами ранее в фумаролах [Силаев и др., 2021].

В ходе исследований применялись следующие аналитические методы: рентгеновская дифрактометрия (Rigaku MiniFlex II (СиКα излучение) и рентгеноструктурный фотометрический метод (камера типа РКД с диаметром 57.3 мм на базе прибора АРОС); аналитическая СЭМ (JSM-6400



Рис. 2. Примеры исследованных образцов преобразованных микроксенолитов. а-г – фотоизображения, д-ж – СЭМ изображения в режиме вторичных электронов.



Рис. 3. Частицы углеродного вещества, выявленные в фумарольной минерализации в ассоциации с карбонатными микроксенолитами.

с ЭД и волновым спектрометрами), рамановская спектроскопия (Renishaw In Via с лазером 787 нм, Scientific), изотопная масс-спектрометрия (Delta V+ (Finnigan) с элементным анализатором Flash EA-HT1112 и газовым коммутатором Confo IV). Основные результаты были получены в ЦКП "Геонаука" Института геологии Коми НЦ УрО РАН.

МИКРОСТРОЕНИЕ, ФАЗОВЫЙ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Исследованные ксенолиты характеризуются преимущественно аллотриоморфно-зернистой микроструктурой, характерной для морских карбонатных пород, на фоне которой по мере увеличения степени эндогенного преобразования появляется множество игольчатых и призматических микрокристаллов вплоть до образования волокнистоподобных форм и микросферолитовых сростков новообразованных минералов. Размеры минеральных индивидов варьируются в пределах от 1 до 10 мкм (рис. 5).

Исходный фазовый состав микроксенолитов определяется кальцитом с незначительной примесью кварца и полевых шпатов. На полученной ранее рентгеновской дифрактограмме от таких образцов зарегистрированы все основные отражения кальцита (d/n, Å; в скобках индексы hkl): 3.82 (102)–3.02 (104)–2.48 (110)–2.28 (113)–2.089 (202)–1.906 (108)–1.87 (116)–1.624 (211)–1.599 (212)–1.521 (214)–1.470 (215)–1.434 (300)–1.355 (217)–1.295 (218)–1.246 (220)–1.152 (314)–1.141



Рис. 4. Микрочастицы металлоуглеродных композитов: Al – самородный алюминий, белые прямоугольники – участки анализа.



Рис. 5. Внутреннее строение исследованных эндогенно-модифицированных микроксенолитов. СЭМ-изображения в режиме вторичных электронов.



Рис. 6. Рентгеновские энергодисперсионные спектры минералов, слагающих эндогенно-модифицированные микроксенолиты. а – карбонаты, б – сульфаты, в – сульфато-карбонаты, г – карбонато-сульфаты, д – карбонато-хлориды, е – сульфа-

а – карбонаты, б – сульфаты, в – сульфато-карбонаты, г – карбонато-сульфаты, д – карбонато-хлориды, е – сульфато-карбонато-хлориды.

(226)–1.047 (404). Параметры э. я.: $a_o = 4.978 \pm \pm 0.003$ Å; $c_o = 17.028 \pm 0.018$ Å; $V_o = 365.4 \pm 0.5$ Å³. В фоторентгенограмме хлоридо-сульфато-карбонатного гибрида присутствуют рентгеновские линии, во-первых, кальцита (*), во-вторых, вероятно, сульфатов кальция (**). в-третьих, предположительно гидрофилита (***): 4.32**-3.87-3.42**-3.30-3.11**-3.01*-2.82**-2.71**-2.59-2.47*-2.33***-2.24**-2.104*-2.05**-1.907*-1.787-1.754-1.669***-1.624*-1.524***-1.475*-1.419-1.404-1.377-1.358.

Химический состав минералов определялся на фазово-гомогенных участках методом рентгеноспектрального микроанализа. Расчеты эмпирических формул минералов осуществлялись по атомным количествам катионов и проанализированных анионобразующих элементов (S, Cl), количество [CO₃] и (OH) рассчитывалось по балансу зарядов. Согласно полученным данным (табл. 1), в модифицированных микроксенолитов составе присутствует до 13 групп минералов, подразделяющихся на два кристаллохимических класса – карбонаты и сульфаты, два межклассовых гибрида – сульфато-карбонаты и карбонато-сульфаты, и девять межтиповых гибридов – хлоридо-карбонатов, хлоридо-сульфато-карбонахлоридо-сульфатов, тов, хлоридо-карбонато-сульфатов, сульфато-хлоридо-карбонатов, карбонато-хлоридо-сульфатов, карбонато-хлоридов, сульфато-хлоридов, сульфато-карбонато-хлоридов. Все эти минералы хорошо идентифицируются по рентгеновским энергодисперсионным спектрам (рис. 6).

Распределение этих минералов по частотам встречаемости весьма красноречиво (рис. 7). Наиболее часто встречаются именно карбонаты кальцит и доломит, которые являются в микроксенолитах первичными. Значительно реже отмечаются сульфаты и сульфат-карбонатные гибриды. При переходе к межтиповым гибридам встречаемость минералов сокращается в 2–8 раз, особенно в части преимущественно хлоридов. Очевидно, что выявляющаяся картина неоднородности минерального парастерезиса в микроксенолитах лучше всего может быть объяснена именно эпигенетическим превращением исходно карбонатного материала сначала в сульфато-карбонатный, затем в карбонатно-сульфатный, потом в карбонато-сульфатный с примесью хлоридов и, наконец, в преимущественно хлоридный. Судя по отсутствию признаков фазовой гетерогенности, выявленные минеральные гибриды могут рассматриваться как твердые растворы.

Сделанный вывод о кристаллохимически-гибридной природе минералов в составе модифицированных ксенолитов хорошо подтверждается распределением полей анионного состава минералов на тетраэдрической развертке (рис. 8). На этой диаграмме наиболее широкими полями характеризуются именно сульфато-карбонатные гибриды, матриксом для которых послужило довольно однородное исходное карбонатное вещество микроксенолитов. С переходом к более поздним карбонато-сульфатным гибридам поля состава соответствующих минералов заметно сжимаются, еще более сокращаясь с переходом к наиболее поздним хлоридо-оксисольным и оксисольно-хлоридным межтиповым гибридам. Таким образом, выявляется постепенно "затухающий" тренд эпигенетических минеральных преобразований в направлении от сульфатов до преимущественно хлоридов.

Выявляющаяся картина анионного изоморфизма неплохо согласуется с конвергенцией радиусов анионов [Петрик, 2022]. Для Ca[CO₃] этот радиус оценивается в пределах 1.15–1.18 Å. Для сульфатов Ca, Na он лежит примерно в тех же гра-

СИЛАЕВ и др.

Таблица 1. Химический состав (мас. %) кислородных солей, межклассовых и межтиповых кристаллохимических гибридов, выявленных в микроксенолитах из фумарольной минерализации (в скобках приведены частоты встречаемости, %)

№ п/п	CaO	SrO	BaO	Fe ₂ O ₃	CuO	ZnO	PbO	MnO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	Cl
1 — КАРБОНАТЫ (40.47)													
1.1 — Кал	ьциевые	(23.8)											
1	100	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.
2	82.81	«	*	*	4.02	*	*	*	*	*	*	9.84	3.33
3	86.1	«	*	«	3.76	*	*	*	*	«	*	6.51	3.63
4	94.12	*	*	*	н. о.	«	*	*	*	«	*	5.88	Н. О.
5	95.62	«	*	*	н. о.	3.18	*	*	*	*	*	Н. О.	1.2
6	92.17	*	*	*		4.41	*	*	«	*	*	2.23	1.19
7	92.34	*	*	*	*	2.84	*	*	2.91	*	*	н. о.	1.91
8	81.02	*	*	*	*	17.96	*	*	н. о.	*	*	*	1.02
9	87.33	*	*	*	*	2.99	*	*	*	*	*	« 1 (7	9.68
10	92.15	*	*	*	*	4.86	*	*	*	*	*	1.6/	1.32
11	89.27	*	*	*	*	н. о.	*	*	*	*	*	10.72 9.16	н. о.
12	91.84	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	8.10 1.69	*
13	98.32	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	1.08	*
14	97.39	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	2.41	*
13	98.45	*	*	*	*	« 5 5 1	*	*	*	*	*	1.37	* 2 D
1/	84.02 99.47	«	*	* 5 JJ	«	5.31	«	«	«	«	* 	1.21	3.2 0.07
10	00.47	«	«	J.22 1.92	«	5.54	«	«	« // 10	«	«	H. U. 2 96	0.97
20	02.23 04 10	«	«	1.02	«	5.44	«	«	4.12	«	H. O. 0.72	5.00	2.31
20	04.10	«	«	1.45	« U O	5.92	«	«	H. O. 4 05	«	0.75	5.83	1.30
21	90.12	«	«	н. 0. 5 66	н. о.	H. O. 1 33	«	«	4.05	«	н. о.	5.65 1.47	H. U.
22	75 51	«	*	5.00	*	4.55	« 3 1 2	*	н. О.	*	*	2 22	0.79
23	75.51 84.50	«	«	н.0	× 2 21	10.15	5.12 U.O	«	«	«	«	5.22	н. о.
24	76.25	*	*	° 03	2.21	21.55	н. 0	*	*	*	*	1.07	*
25	75.43	«	*	2.03	н. 0. 3 42	1/ 02	*	*	*	*	*	н. 0. 5 2	× 1 03
20	80 74	«	*	H. U. 3 38	J.42	14.92	*	*	*	*	× 1 27	5.2	1.05
27	0/ 0/	«	*	1.65	н. О.	н. 0. 3 13	*	*	*	*	1.27	J.01	н. 0. 1 18
20	97.04	«	"	1.05	"	5.15 4 41	"	"	"	«	п. 0.	л. 0. 2 23	1.10
30	92.17	Ň	Ň	11. U. <i>«</i>	Ň	2.84	Ň	Ň	3 91	Ň	Ň	2.23 Н О	1.17
31	79.63	ů.	ű	1 72	ű	17.65	ű	ű	н о	ű	, u		1.91
32	93.42		Ň	н.0	Ň	57	Ň	Ň	11. U. «	Ň	Ň	Ň	0.88
33	42 15	Ň	Ň		Ň	4 86	Ň	Ň	Ň	Ň	Ň	1 67	1 32
34	100	~ ~	"	*	*	н о	*	*	*	*	*	н.о/	н о
35	100	«	«	«	«	«	*	«	«	«	*	«	«
36	98.32	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	1.68	*
37	97.59	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	2.41	*
38	98.35	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	1.65	*
39	100	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	н. о.	*
40	82.86	*	*	*	4.0	*	*	*	*	*	*	9.82	3.32
41	89.46	*	*	*	н. о.	*	*	*	*	«	*	6.77	3.77
42	100	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	н. о.	н. о.
43	100	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
44	82.83	«	*	*	4.0	*	*	*	*	*	*	9.84	3.33
45	86.1	«	*	«	3.76	*	*	*	*	«	*	6.51	3.63
46	82.79	*	*	*	н. о.	11.42	*	*	*	*	*	2.55	3.24
47	94.21	«	«	«	«	5.79	«	«	«	«	*	н. о.	н. о.
48	82.49	«	*	*	*	11.72	*	*	*	*	*	2.55	3.24
49	91.06	«	*	*	«	5.6	*	«	*	«	*	н. о.	3.34
50	95.0	*	*	*	*	5.0	«	*	*	*	*	н. о.	н. о.
Среднее	90.09			0.47	0.51	4.33	0.06		0.23		0.05	2.87	1.34
СКО	7.13	0	0	1.25	1.29	5.79	0.46	0	0.06	0	0.21	3.26	1.81
Формула	$(Ca_{0.79-1})$	$Zn_{0-0.16}$	K _{0-0.25} F	$e_{0-0.08}M$	g _{0-0.06} Ci	$u_{0-0.03}$ Pb	[0-0.02)[S	$O_4]_{0-0.08}$	$Cl_{0-0.8}[Cl_{0-0.8}]$	$[O_3]_{0.88-}$	-1	. 1	

№ п/п	CaO	SrO	BaO	Fe ₂ O ₂	CuO	ZnO	PhO	MnO	MσO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₂	Cl
	CaO	510		10203	CuO	2110	100	MIIO	MgO	11420	1120	503	CI
1.2 — Стронций-кальциевые (0.48)													
51 A	48.64	29.08	н. о.	H. O.	11.83	1.46	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	8.49	н. о.	0.5
Формула	$(Ca_{0.58}Si$	$C_{0.19} \mathbf{K}_{0.12}$	$u_{0.1}Zn_0$	$(01) CI_{0.01}$	$[CO_3]_{0.92}$	3							
1.3 — Калі	ыциево-ж	келезист	ые (1.43	5) (1 40			1				1	2 21 1	
52	35.31	н. о.	н. о.	61.48	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	Н. О.	3.21	н. о.
53	33.46	*	*	58.27	« .	*	*	*	5.22	*	*	3.05	*
54	33.48	*	*	58.31	*	*	*	*	5.1/	*	*	3.04	*
Среднее	34.08	0	0	39.35	0	0	0	0	3.46	0	0	3.1	0
CKU T	1.06	0	0	1.84	, 0		0	0	3.0	0	0	0.1	0
Формула	$(re_{0.5-0.5})$	$_{55}Ca_{0.41}$	0.45 N_{0}	0.09)[50]	4 J 0.02–0.03	$[CO_3]_{0.9}$	7–0.98						
1.4 — ЦИН 55	к-желез	истые (О	.48)	41.01	7 0 2	26 57	12.24					2 15	
ეე ტილილი	н. о. (Га. 7 1	н. о.	H. O.	41.21	7.83	30.37	12.24	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	2.15	н. о.
Формула	$(re_{0.46}Z)$	$u_{0.4}$ Cu _{0.0}	⁹ P0 _{0.05})[$50_{4}]_{0.02}$	-1 _{0.02} [CC	3]0.97							
1.5 — Свин	ЩОВО-Ме	едно-цин	іковые (6.66)	1 2 2		1				1		1 70
56 57	12.72	н. о.	н. о.	H. O.	1.33	81.96	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	Н. О.	2.26	1.73
57	12.55	*	*	1.33	1.32	80.87	1.6	*	*	*	*	2.23	1./
58	0.6	*	*	Н. О.	1.15	91.55	4.6	*	*	*	*	2.1	*
59	0.54	*	*	*	H. O.	68.09	23.36	*	*	*	*	7.35	0.66
60	H. O.	*	*	*	2.16	69.69 02.11	22.0	*	*	*	*	5.31	0.84
61	2.02	*	*	*	2.27	83.11	11.69	*	*	*	*	H. O.	0.91
62	5.02	*	*	*	3.31	/0.05	10.1	*	*	*	*	4.04	0.88
63	1.73	*	*	*	H. O.	86.14	12.13	*	*	*	*	H. O.	H. O.
04 (5	2.31	*	*	*	13.97	00.97	8.38	*	*	*	*	7.43	0.74
03	5.81 0.71	*	*	н. о.	H. O.	04.8/	23.83	*	*	*	*	7.49	«
66 (7	0.71	*	*	*	2.31	87.08	0.88	*	*	*	*	2.56	0.46
67	1.01	*	*	*	13.29	70.04	10.22	*	*	*	*	4.79	0.05
68 (0	н. о.	*	*	*	5.39	87.49	0.73	*	*	*	*	2.39	H. O.
69 Стати	« 2 07	*	*	«	/.56	88.1	H. O.	*	*	*	*	3.94	0.4
Среднее	3.07	0	0	0.1	3.72	/8./6	10.01	0	0	0	0	3.71	0.64
	(7n)		0 	0.35	4.02	9.1/	8.19			0	0	2.52	0.57
Формула	(Z II _{0.76–0}	0.94 Ca _{0.01}	-0.18 Fe ₀₋	-0.0.11Cu ₀	.01-0.16 F U	$0_{-0.11}$	$0_{4}J_{0-0.1}$	-1 _{0-0.04} [$U_{3}_{0.9-1}$				
1.6 — ЦИН	ковые (4	./0)	l										
/0 71	7.94	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	92.00	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.
/1	3.80	*	*	*	*	90.14	*	*	*	*	*	*	*
12	1.19	*	*	*	*	98.81	*	*	*	*	*	*	*
/3	1.32	*	*	*	*	98.68	*	*	*	*	*	*	*
74	4.12	*	*	*	*	95.87	*	*	*	*	*	*	*
75	7.94	*	*	*	*	92.00	*	*	*	*	*	*	*
70	5.05 1.27	«	*	«	«	90.30	«	«	«	«	«	«	*
70	1.27	«	*	«	«	90.75	«	«	«	«	«	«	*
78 70	1.52	«	*	«	«	90.00	«	«	«	«	«	«	*
/9 Спотиоо	4.15	*	*	*	*	95.07	*	*	«	*	*	«	*
Среднее	5.07 2.59	0	0	0	0	90.33	0	0	0	0	0	0	0
	(7n)	$\mathbf{C}_{\mathbf{n}}$			0	2.38	0	0	0	0	0	0	0
Формула	$(\mathbb{Z}_{10.89})$	0.98Ca _{0.02}	_0.11)[CC	J ₃]									
1.7 — Мед	ные (1.4	3)	I		00.02		1		1		1	1 (4]	
80	9.53	н. о.	н. о.	Н. О.	88.83	Н. О.	Н. О.	Н. О.	Н. О.	Н. О.	Н. О.	1.64	н. о.
81	5.82	*	*	*	93.03	*	*	*	*	*	*	1.15	*
82 Creation	0./ 7.25	*	*	*	91.16	*	*	*	*	*	*	1./	*
Среднее	1.35	0	0	0	91.01	0	0	0	0	0	0	1.5	0
UKU Marriere	1.94				$\frac{2.1}{100}$	U	U	U	U	U	U	0.3	U
чормула	$(U_{0.87-0})$	$_{0.92}$ $Ca_{0.08}$	_0.13)[SC	4J0.01-0.0	$_{2}[CO_{3}]_{0}$	98–0.99							
1.8 — Доло	.8 — Доломит (1.43)												
85	50.79	н. о.	н. о.	н. о.	*	н. о.	н. о.	н. о.	45.89	н. о.	Н. О.	5.52	н. о.
84	33.39	*	*	*	*	2.2	*	*	40.55	*	*	1.66	*

Таблица 1	1. I	Іродолжени	e
-----------	------	------------	---

№ п/п	CaO	SrO	BaO	Fe ₂ O ₃	CuO	ZnO	PbO	MnO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	Cl
85	56.57	*	*	*	*	1.86	*	*	41.57	«	*	н. о.	*
Среднее	54.32					1.35			42.0			2.33	
СКО	3.09	0	0	0	0	1.18	0	0	1.71	0	0	2.72	0
Формула	$(Ca_{0.91-0})$	$_{.98}$ Zn ₀₋₀	$_{3})Mg_{1-1}$	$_{19}[SO_4]_{0.}$	$_{02-0.07}Cl$	$_{0-0.04}$ [CC	$J_{3} _{1.98-2}$						
31 V		(1.40)			2 - 0	СУЛЬФА	аты (8.:	57)					
2.1 — Калі	ыциевые	(1.43)		244	12.05	0 1						50 75 1	2 5 2
80 87	19.24	н. о.	н. о.	2.44	15.85	0.2 1 31	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	56.3	5.52 0.42
88	43 37	*	«	н. 0. 0.76	н. 0. 4 33	1.54	*	*	2 96	*	*	50.5 44 57	2 35
Спелнее	33.85	Ň	Ň	1.07	6.06	4 73		Ň	0.99	Ň	Ň	51 21	2.55
СКО	12.85	0	0	1.07	7.09	3 29	0	0	1 71	0	0	6.02	1.56
Формула	$(Ca_{0.52})$	1002Cu ₀	$\sum_{n=2}^{\infty} Z_{n}$	0.16Mg0	0 00 Feo	ر <u>د د</u>	م مماد	Close o	[CO2]		Ū	0.02	1.50
2.2 — Кал	ынево-с	трониие	вые (2.8	5)	-0.080-	-0.04/1~ -	410.89-0.9	40.02-0	.081 310	0.04-0.07			
89	7.46	48.08	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	44.46	н. о.
90	5.14	49.47	*	*	*	*	*	*	*	*	«	45.39	*
91	7.23	46.6	*	«	*	*	*	*	*	*	*	46.17	*
92	5.14	49.47	*	*	*	*	*	*	*	*	*	45.39	*
93	1.38	50.45	1.38	*	*	1.72	*	*	*	*	*	45.07	*
94	1.57	50.74	1.58	*	*	1.63	*	*	*	*	*	44.48	*
Средне	4.65	49.14	0.49			0.56						45.16	
СКО	2.65	1.55	0.77	0	0	0.86	0	0	0	0	0	0.65	0
Формула	$(Sr_{0.78-0.})$	${}_{9}Ca_{0.04-0}$	$_{0.22}$ Zn ₀₋₀	$_{0.05}Ba_{0-0.}$	$_{02})[SO_4]$								
2.3 — Бари	иевые (О	.95)											
95	1.52	н. о.	61.81	н. о.	н. о.	2.15	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	34.52	н. о.
96	0.97	*	63.46	«	*	2.18	*	*	*	«	*	33.39	*
Среднее	1.25	0	62.63	0	0	2.16	0	0	0	0	0	33.96	0
CKO	0.39	0	1.17		0	0.02	0	0	0	0	0	0.8	0
Формула	(Ba _{0.88-0}	$_{.9}$ Zn_{0-06}	$Ca_{0.04-0.}$	₀₆)[SO ₄]	0.91–0.94l	$CO_{3}]_{0.06}$	-0.09						
2.4 — Бари	ий-калы	иевые (0.48)			2.27						44.04	1.01
9/ Формила	(C_{2}, \mathbf{R})	1.23	27.95 Sr)1	н. о.	H. 0.	2.27	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	44.84	1.91
Формула	$(Ca_{0.64}D)$	$a_{0.29} \Sigma \Pi_{0.1}$	05510.02)	SU ₄ J _{0.09}	CI _{0.09} [CC	J ₃]0.86							
2.5 — Сви	нцовые (1.43)			1 22		62 52					20.46	
90	4.7	н. о.	н. о.	н. о.	1.52	н. о.	03.32 73.82	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	26 18	н. о.
100	н. 0. 4 81	*	*	* //	н. 0. 1 36	*	75.82 65.0	*	*	*	*	20.10	«
Спелнее	3 17	~	~	Ň	0.89	~	67.45	Ň	Ň	Ň	"	28.85	~
СКО	2 75	0	0	0	0.87	0	5 57	0	0	0	0	20.47	0
Формула	$(Pb_{0.71})$	Cao	$Zn_{0,1}$		[SO.]			0.05	Ū	Ū	0	2.10	0
2.6 — Сви	(ч 00.71=1 НПОВО-М	елно-кал	иевые (0.48)	[~~4]0.92	-10-0-0.0	131 0 0 310	-0.05					
101	5.02	н. о.	н. о.	0.13	10.68	2.38	28.96	н. о.	н. о.	н. о.	16.66	35.67	0.5
Формула	$(K_{0.48}Cu$	$_{0.18}$ Pb $_{0.18}$	$Ca_{0,12}Zr$	n _{0.04})[SO	4]0 68[CC	\mathbf{D}_{3}							
2.7 — Мел	ные (0.9	5)	0.12	0.017 -	120.002	5-0.00							
102	1.24	н. о.	н. о.	н. о.	40.89	2.27	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	7.59	48.01	н. о.
103	11.47	*	*	2.35	29.19	6.29	*	*	*	*	н. о.	47.64	3.05
Среднее	6.36			1.18	35.04	4.28					3.8	47.83	1.53
СКО	7.23	0	0	1.66	8.27	2.84	0	0	0	0	5.37	0.26	2.16
Формула (Cu _{0.54-0.71} Zn _{0.04-0.11} Ca _{0.03-0.3} K _{0-0.02})[SO ₄] _{0.83-0.88} Cl _{0-0.13} [CO ₃] _{0.05-0.16}													
	$3 - CVJIb\Phi ATO-KAPBOHATBI (13.33)$												
3.1 — Кал	ьциевые	(2.38)											
104	20.2	н. о.	Н. О.	Н. О.	7.97	н. о.	46.1	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	25.73	н. о.
105	62.7	*	*	*	12.42	11.39	н. о.	*	*	«	*	13.49	*
106	36.64	*	*	4.16	2.92	н. о.	19.82	*	«	«	13.69	22.06	0.71
107	48.62	*	*	Н. О.	11.83	1.46	Н. О.	*	*	*	8.48	29.08	0.53
108	10.72	«	*	1.92	н. о.	3.76	39.15	*	*	*	10.03	29.46	4.96

	продог												
№ п/п	CaO	SrO	BaO	Fe ₂ O ₃	CuO	ZnO	PbO	MnO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	Cl
Среднее	35.78			1.22	7.03	3.32	21.01				6.44	23.96	1.24
СКО	20.98	0	0	1.84	5.46	4.76	21.46	0	0	0	6.17	6.57	2.1
Формула	(Ca_{0})		a aaPha aa		$a_2 a_{15}Zt$	no ourFe	SO ₁				0.00		
3 2 _ IIwu	соно.34-с ково-ба	$1.79^{-1}0.15^{-1}$	0.32 - 00.07 0 /8)	-0.31 0 00	.03-0.15-1	-0-0.150	0.04/1004	10.12-0.48	€-0 <u>-0.02</u> t	0 0 310.32-	-0.88		
<u> 100</u>	лово-оа 0.68	рисвыс (1 42	573	цо	2 53	6 / 3	по	11 0	цо	цо	цо	31.64	шо
Φοργγπα	$(B_2 - 7_1)$	1. 4 2	Sr C	л. О. 22) (С	2.55	0.+3 1	п. 0.	п. 0.	п. 0.	п. 0.	п. 0.	51.04	п. 0.
Формула	(D a _{0.73} Z)	$u_{0.16} C u_{0.6}$	$^{1631}_{0.03}$	a _{0.02})[30	4]0.48[0	$J_{3}_{0.52}$							
3.3 — Кал	иево-же.	лезистые	e (1.9)	27.56	0.00	1.00		1 01	1.00		0.01	12 00 1	1 20
110	19.14	н. о.	н. о.	37.56	9.08	1.89	6.//	1.01	1.08	н. о.	8.21	13.88	1.38
111	21.05	*	*	41.31	H. O.	2.08	/.44	1.11	1.19	*	9.03	15.27	1.52
112	19.35	*	*	37.97	9.18	1.91	6.85	1.01	H. O.	*	8.3	14.03	1.4
113	19.14	*	*	37.55	9.08	1.89	7.8	Н. О.	1.08	*	8.21	13.87	1.38
Среднее	19.67			38.6	9.11	1.94	7.21	1.04	0.84		8.44	14.26	1.42
СКО	0.92	0	0	1.82	0.06	0.09	0.49	0.06	0.56	0	0.4	0.68	0.07
Формула	$(Fe_{0.39-0})$	$_{.41}Ca_{0.28}$	-0.3 K $_{0.1-0}$	$_{0.15}$ Cu $_{0.09}$	-0.12Pb ₀ -	$_{-0.04}$ Zn ₀ _	0.02 Mg _{0.0}	$_{01-0.03}M_{1}$	$n_{0-0.01})[S$	$[SO_4]_{0.16-0}$	$_{0.4}Cl_{0-0.0}$	$_{3}[CO_{3}]_{0.1}$	75-0.97
3.4 – Map	ганцевы	ie (0.48)											
114	11.91	н. о.	н. о.	1.49	8.58	5.08	н. о.	43.61	н. о.	н. о.	н. о.	27.16	2.17
Формула	$(Mn_{0.6}C)$	$a_{0.21}Cu_{0.21}$	$_{11}Zn_{0.06}F$	$e_{0.02}$)[SC	$D_{4}]_{0.33}Cl_{0.33}$	$_{0.06}[CO_3]$	0.64	I				I	
3.5 — Мед	ные (7.1	4)											
115	9.35	н. о.	н. о.	н. о.	55.82	5.52	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	29.31	н. о.
116	8.95	*	*	*	53.79	6.39	*	*	*	*	*	30.87	*
117	8.36	*	*	*	54.68	5.83	2.65	*	*	*	*	28.09	0.39
118	9.06	*	«	*	54.78	5.93	н. о.	*	*	*	«	30.23	н. о.
119	5.86	*	*	*	60.57	4.1	*	*	*	*	0.63	28.84	*
120	6.89	*	*	1.09	57.84	4.2	*	*	*	*	0.91	28.54	0.53
121	22.47	*	*	н. о.	63.34	н. о.	*	*	*	*	н. о.	13.69	0.5
122	27.78	*	*	*	45.93	«	*	*	*	«	«	25.84	0.45
123	12.14	*	*	*	67.99	*	*	*	1.18	*	*	18.32	0.37
124	6.75	«	«	«	42.92	«	«	«	«	«	«	45.42	Н. О.
125	22.47	«	«	«	63.34	«	«	«	«	«	«	13.69	0.5
126	22.42	"	*	"	63 38	"	"	«	"	"	«	13.7	0.5
127	27.9	«	«	«	45.7	«	«	«	«	«	«	25.95	0.45
128	12.23	«	«	«	68.54	«	«	«	«	«	«	18.54	0.69
129	22.45	"	*	"	63 35	"	"	«	"	"	«	13 71	0.49
Среднее	15 01	Ň		0 07	57 47	2 13	0 18	Ň	0.08		01	24 32	0.12
СКО	8 16	0	0	0.28	8.0	2.15	0.10	0	0.00	0	0.1	8 97	0.25
Формула	(C_{11}, \ldots, C_{12})	Ca.u		0.20		Phana	1.021		0.5 00]		0.20	0.97	0.23
26 Цни	$(Cu_{0.54-})$	$0.82 \sim a_{0.11}$	-0.46 ² ·11 ₀ -	-0.1 •• 0-0.0)31 *15 0-0.0	$02^{1} 0_{0-0.0}$	[][504]0.	14-0.45	0-0.011	3 10.58–0.3	85		
3.0 — Цин 130	ково-сы 1 12	инцовые	(0.95)	но	цо	50.04	26 41	11 0	шо	но	цо	12 53	шо
130	1.12	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	2 02	20.41 57.01	н. о.	н. О.	н. о.	н. о.	12.55	н. О.
Сполное	1.41	*	*	«	*	31.40	12 16	*	*	*	«	25.00	«
Среднее	0.21	0	0	0	0	40.24	42.10	0	0	0	0	23.09	0
Формала	0.21 (Dh	0 Zn	Co		1	40.24	22.27	0	0	0	0	17.70	0
Формула	$(\mathbf{r} 0_{0.14-0})$.942110.04	-0.84Ca ₀₋	-0.22)[30	4J0.18-0.38	3100_{3}	2-0.82	TTTT / 20					
4.1 Va-		(4.20)		4 —	карьо	HAIO-O	ульф	аты (20))				
4.1 — Кал	55 10	(4.29)							1 40			42.04	0.20
132	33.10	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	1.49	н. о.	н. о.	42.94	0.59
133	44.45	*	*	*	*	*	*	*	н. о.	*	*	55.57	н. о.
134	45.4	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	54.6	*
155	57.52	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	42.68	«
130	57.83	*	*	*	*	*	*	*	«	*	*	41./1	0.46
137	55.15	*	*	*	*	*	*	*	1.52	*	*	42.94	0.39
138	44.63	*	*	*	*	*	*	*	н. о.	*	*	55.37	н. о.
139	45.50	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	54.5	*
140	57.37	*	*	*	*	*	*	*	_			42.63	«
Среднее	51.42	~	-	-	~	-	<u>_</u>	~	0.33		~	48.08	0.14
СКО	6.18	0	0	0	0	0	0	0	0.66	0	0	6.54	0.21

№ п/п	CaO	SrO	BaO	Fe ₂ O ₃	CuO	ZnO	PbO	MnO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	Cl
Формула	$(Ca_{0.96-1})$	$Mg_{0-0.04}$	$(SO_4]_0$	52-0.89Cl	$_{0-0.01}$ [CC	$D_{3}]_{0.11-0.4}$	8	•					
4.2 — Цин	ково-ба	риевые (1.43)	0.05	0 0101-	5-0111 011							
141	н. о.	н. о.	66.1	н. о.	н. о.	5.62	н. о.	Н. О.	н. о.	н. о.	н. о.	28.28	н. о.
142	3.31	*	50.77	*	*	18.45	*	*	*	*	*	21.47	*
143	1.16	«	64.25	*	*	2.62	*	*	*	*	*	31.97	*
Среднее	1.49		60.37			8.9						27.24	
CKO	1.68	0	8.37	0	0	8.41	0	0	0	0	0	5.33	0
Формула	$(Ba_{0.53})$	$_{89}Zn_{0.07}$	$_{-0.37}$ Ca $_{0-}$	_0 04)[SO	4]0 52-0 8	$[CO_3]_{01}$	5-0.48	1				I	
4.3 — Цин	ково-ка	льциевы	e (1.43)	0101	1-0102 010	0- 0-011	0110						
144	39.36	н. о.	н. о.	0.69	3.93	10.73	н. о.	н. о.	2.7	н. о.	н. о.	40.46	2.13
145	19.4	«	*	1.47	13.96	9.25	*	*	н. о.	*	*	52.37	3.55
146	39.37	«	*	0.7	3.93	10.73	*	*	2.67	*	*	40.46	2.14
Среднее	32.71			0.95	7.27	10.24			1.79			44.43	2.61
СКО	11.53	0	0	0.45	5.79	0.85	0	0	1.55	0	0	6.88	0.82
Формула	$(Ca_{0.71-0})$	$Mg_{0.07}$	$Fe_{0.09}F$	$_{0.01}$ Zn ₀	$_{0.4-0.14}$ Ci	$1_{0,02-0,06}$	$[SO_4]_{0.5}$	1-0.6Cl ₀	0.06[CO3]0 38-0 48		I	
4.4 — Мел	но-свин	цовые (9	.99)	0.01 0.	0.1 0.11	0.02 0.00	140.5	1 0.0 0	0.001 5	-0.50 0.10			
147	8.19	н. о.	́н. о.	н. о.	1.24	н. о.	65.17	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	25.4	н. о.
148	8.0	«	«	«	1.15	«	66.16	«	«	«	«	24.69	«
149	7.91	*	*	*	1.39	*	68.76	*	*	*	*	24.1	0.84
150	0.98	*	*	*	н. о.	3.04	69.95	*	*	*	*	26.03	н. о.
151	6.71	*	*	*	7.3	2.3	55.48	*	*	*	*	28.21	«
152	5.39	«	«	*	1.34	Н. О.	67.68	«	«	*	«	25.6	«
153	4.34	«	*	*	Н. О.	«	68.5	«	«	*	*	27.16	*
154	4 46	«	"	"	«	3 99	68 47	"	"	"	"	23.08	"
155	6 71	"	u	u.	73	23	78 35	"	"	u	"	5 34	u
155	8.09	Ň	Ň	Ň	1.23	2.5 H O	64 46	w.	ň 12	Ň	Ň	25.1	Ň
150	8.0	Ň		Ň	1.25		66 15	*	1.12 H O	Ň	Ň	23.1	
158	7 91	× //			1.15	Ň	65 79	×	п. о.			24.7	0.84
150	8.83	Ň		Ň	ч.о	Ň	67.3	*		Ň	Ň	23.87	U.04
160	5 38	× //			н. о. 1 34	Ň	67.66	×	~			25.67	п. о.
161	1 34	Ň	~	~	1.54	`	68.5	~	~	~	~	25.02	
162	12 55	Ň		`	п. 0. 1 24	`	60.83	~	~	~	~	27.10	
162	8.0	Ň	~	~	1.24	~	66 10	Ň	`	~		23.38	
164	8.0 7.01	«	*	*	1.1	*	65 70	*	*	*	*	24.71	« 0.84
165	7.91 0.10	*	*	*	1.30	*	65.79	*	*	*	*	24.1	0.84
165	0.10	«	«	«	1.24	«	65.70	«	«	«	*	23.30	« 0.94
167	7.91	«	«	«	1.50	« 2 0 4	60 75	«	«	«	*	24.1	0.84
107	0.90	«	*	*	H. O. 1 40	5.04	6676	*	«	*	*	20.25	H. U.
Среднее	0.7	0	0	0	1.40	0.7	4 15	0	0.03	0	0	24.29	0.10
	2.00			7.	2.02	1.32	4.13		0.24	0	0	4.32	0.54
Формула	$(FU_{0.5-0.})$	85 Ca _{0.05}	0.34Cu _{0.0}	3-0.19ZII	_{-0.06} /[30	$J_{4}_{0.66-0.5}$	89CI _{0-0.0}	$_{6}[CO_{3}]_{0.}$	11-0.31				
4.5 — Калі	ии-медн	ые (2.86))		55.20	(75		i				20.05	
168	8.91	Н. О.	н. о.	Н. О.	55.39	6.75	н. о.	Н. О.	н. о.	Н. О.	Н. О.	28.95	H. O.
169	1.34	*	*	*	42.08	1.92	*	*	*	*	9.26	44.82	0.58
170	1.61	*	*	«	42.2	1.5	*	*	«	*	7.86	46.28	0.55
171	5.75	«	*	1.18	43.95	3.15	*	*	2.12	*	н. о.	42.48	1.37
172	7.21	«	*	н. о.	37.98	2.91	4.42	*	Н. О.	*	*	46.79	0.69
173	1.22	«	*	*	44.31	2.12	н. о.	*	3.05	*	*	49.3	н. о.
Среднее	4.34			0.2	44.32	3.06	0.74		0.86		2.85	43.1	0.53
СКО	3.39	0	0	0.48	5.87	1.91	1.8	0	1.36	0	4.44	7.29	0.51
Формула	$(Cu_{0.68-6})$	$_{0.82}$ Ca $_{0.03}$	-0.31 K ₀₋₀	$_{0.26}Mg_{0-}$	$_{0.07}$ Fe $_{0-0}$	$_{.02}$ Zn _{0-0.}	$_{09}Pb_{0-0.1}$	$_{11})[SO_4]_0$.52-0.9Cl	$_{0-0.05}[CC]$	$[0,1]_{0.1-0.48}$		
				5 —	ХЛОРИ	[ДО-КА]	РБОНА	ТЫ (4.2	9)				
5.1 — Мед	но-каль	циевые ((0.95)										
174	45.54	н. о.	н. о	н. о	34.66	н. о	н. о	н. о	н. о	н. о	н. о	9.09	7.39
175	16.25	*	*	*	42.32	11.83	*	*	3.41	*	*	3.32	10.32
Среднее	30.89				38.49	5.92			1.71			6.21	8.86

	-												
№ п/п	CaO	SrO	BaO	Fe ₂ O ₃	CuO	ZnO	PbO	MnO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	Cl
CKO	20.71	0	0	0	5 4 2	8 37	0	0	2 41	0	0	4 08	2.07
Формула	$(Ca_{0,4})$	74C110 21	$a_{12}Zn_{0}$	0.11 Mg0	$\mathbf{P}_{\mathbf{n}}$	a)[SO4]	0.02.000		$[CO_{2}]_{0,7}$		Ŭ	1.00	2.07
5.2 — Кальциево-цинковый (0.48)													
176 28.8 H. O. H. O. H. O. 1.33 65.88 H. O. H. O. H. O. H. O. H. O. 2.26 1.73													
Формула	$(Zn_{0.72}C)$	a _{0.27})[SC	\mathbf{D}_{4}	27[CO ₂]	1.55	02.00						2.20	1175
5.3 — Сви	5.3 — Свинцово-калиевый (0.48)												
177	8.14	н. о.	Н. О.	1.46	1.54	4.42	56.74	н. о.	н. о.	н. о.	13.4	н. о.	14.3
Формула	$(K_{0.36}Pb)$	$_{0.33}Ca_{0.10}$	$Zn_{0.07}Ci$	$u_{0.03}$ Fe _{0.0}	$_{2})Cl_{0.53}$	$CO_{3} _{0.55}$							
5.4 — Цин	ково-ме	лные (2.	38)	0.05 0.0	2/ 0.551	510.55							
178	20.13	н. о.	н. о.	3.07	49.63	9.34	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	0.68	6.45	10.7
179	16.17	*	*	н. о.	62.97	н. о.	*	*	*	*	0.55	6.46	13.85
180	28.48	*	*	1.12	41.85	11.69	*	*	3.36	*	н. о.	3.29	10.21
181	н. о.	*	*	н. о.	78.25	н. о.	*	*	н. о.	*	1.14	6.57	14.04
182	20.31	*	*	3.07	49.64	9.15	*	*	*	*	0.68	6.45	10.7
Среднее	17.02			1.45	56.47	6.04			0.67		0.61	5.84	11.9
СКО	10.51	0	0	1.55	14.35	5.6	0	0	1.5	0	0.41	1.43	1.88
Формула	$(Cu_{0.41-0})$	0.98Ca ₀₋₀	$_{4}Zn_{0-0.1}$	$_{1}$ Fe $_{0-0.03}$	$K_{0-0.02}M$	$[g_{0-0.07})[$	$SO_4]_{0.03}$	0.08Cl0.03	_{3-0.4} [CO	3]0.66-0.85			
				6 -	ХЛОРИ	1ДО-СУ	льфат	ЪІ (1.43	5)				
6.1 — Кал	ьциевые	(0.95)											
183	37.21	н. о.	н. о.	1.85	н. о.	3.31	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	0.68	49.66	7.29
184	30.65	*	8.11	4.66	*	3.07	*	*	*	*	1.15	48.39	3.97
Среднее	33.93		4.06	3.26	-	3.19		_			0.92	49.03	5.63
СКО	4.64	0	5.74	1.99	0	0.17	0	0	0	0	0.33	0.9	2.35
Φ ормула (Ca _{0.78-0.84} K _{0.03-0.07} Fe _{0.03-0.07} Ba _{0-0.07})[SO ₄] _{0.78-0.84} Cl _{0.14-0.25}													
6.2 — Кал	ий-свині	цовый (О	.48)								6.0.1		
185	1.84	н. о.	Н. О.	3.3	Н. О.	н. о.	56.34	н. о.	н. о.	н. о.	6.9	29.8	1.82
Формула	$(Pb_{0.53}K)$	$_{0.31}Cu_{0.09}$	$G^{Ca_{0.07}}$	$SO_4]_{0.79}$	1 _{0.11}				// /-				
			7 -	- ХЛОР	идо-су	ЛЬФАТ	Ю-КАР	БОНАТ	Ы (1.43))			
7 .1 — Ка л	ий-свині	цово-кал	ьциевые	e (1.43)	1.56		25 (2)	I			5 02 1	22.15	4
186	27.8	н. о.	н. о.	н. о.	1.56	н. о.	35.63	н. о.	Н. О.	н. о.	5.83	22.15	4
18/	27.9	*	*	*	1.57	*	33.03 25 7	*	*	*	5.82	25.15	3.97
100 Спациаа	27.80	*	*	*	1.50	«	35.7	*	*	*	5.70	23.13	3.93
СКО	27.85	0	0	0	0.01	0	0.04	0	0	0	0.04	1 73	0.03
СКО Формула	(Ca)	Phan	. Karr		(0.01)		+0.0 برو بروان			U	0.04	1.75	0.05
ФОрмула	(Ca _{0.54} _(0.62 1 00.21	-0.31×0.14- 8 -	-0.15 Cu ₀₋₀	<u>ило-к</u> /	10.39-0.4 VDEOH	TO_CV	Т БФАТ	5-0.48 LI (0 05)	`			
81 — Каш	ыиевые	(0.95)	0 -		идо-к		10-03	ID¥AI	DI (0.75)	,			
189	35.9	2.77	5.03	2.3	н. о.	9.9	Н. О.	Н. О.	Н. О.	н. о.	0.73	37.71	5.66
190	40.45	Н. О.	н. о.	0.71	4.05	11.02	«	«	«	* «	«	41.58	2.19
Среднее	38.18	1.39	2.52	1.51	2.03	10.46					0.36	39.65	3.93
СКО	3.22	1.96	3.56	1.12	2.86	0.79	0	0	0	0	0.52	2.74	2.45
Формула	$(Ca_{0.74-0})$	$_{79}Zn_{0.14}$	$_{-0.15}$ Fe _{0.0}	$_{01-0.03}$ Sr ₀	$_{-0.03}$ Ba ₀	$_{0.03}Cu_{0}$	$_{0.05}K_{0-0}$	$_{02})[SO_4]$	0 56-0 57C	$[l_{0,1-0,19}]$	$CO_{3} _{0.34}$	-0.35	
	0.74		9 -	- СУЛЬ	PATO-X	ЛОРИЛ	IO-KAP	БОНАТ	ы (4.29))	540.54	0.55	
9.1 — Кал	ьциево-м	иедные (2	2.86)			r	1 -						
191	24.78	н. о.	н. о.	н. о.	44.33	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	8.29	22.6
192	17.16	«	*	*	59.65	2.4	*	*	*	*	0.64	9.68	10.47
193	45.57	*	«	*	34.68	н. о.	3.26	*	*	*	н. о.	9.09	7.4
194	38.64	*	*	*	38.26	1.61	н. о.	*	*	*	1.42	13.26	6.82
195	35.54	*	*	*	42.02	н. о.	*	*	*	*	н. о.	11.89	10.55
196	33.63	«	*	*	41.15	*	4.82	*	*	*	0.45	10.18	9.77
Среднее	32.55		_		43.35	0.67	1.35	_			0.42	10.4	11.27
СКО	10.14	0	0	0	8.65	1.07	2.14	0	0	0	0.56	1.85	5.77
Формула	$(Cu_{0.52-0})$	$_{0.68}$ Ca $_{0.34}$	-0.45Zn ₀	-0.03 Pb ₀ -	-0.02 K ₀₋₀ .	₀₂)[SO ₄]	$_{0.09-0.14}$ C	$I_{0.16-0.27}$	$[SO_4]_{0.75}$	-0.88			
9.2 — Цин	ково-ка.	льциево-	медные	(1.43)									

№ п/п	CaO	SrO	BaO	Fe ₂ O ₃	CuO	ZnO	PbO	MnO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	Cl	
197	13.52	н. о.	н. о.	н. о.	34.17	26.69	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	0.42	14.78	10.42	
198	13.37	*	*	1.1	33.8	26.4	*	*	*	*	0.41	14.61	10.31	
199	13.37	*	*	1.1	33.79	26.4	*	*	*	*	0.42	14.61	10.31	
Среднее	13.42			0.73	33.92	26.5					0.42	14.67	10.35	
СКО	0.09	0	0	0.64	0.22	0.17	0	0	0	0	0.01	0.1	0.06	
Формула	Формула $ (Cu_{0.42-0.59}Ca_{0.24-0.33}Zn_{0.05-0.32}Fe_{0-0.02}K_{0-0.01}) [SO_4]_{0.18-0.25}Cl_{0.29-0.41}[CO_3]_{0.54-0.67}$													
10 – КАРБОНАТО-ХЛОРИДО-СУЛЬФАТЫ (1.43)														
10.1 – Ka.	льциевы	e (0.95)												
200	33.14	н. о.	н. о.	3.0	н. о.	2.4	н. о.	н. о.	6.44	н. о.	1.63	47.39	6.0	
201	33.48	*	*	3.03	*	2.42	*	*	н. о.	6.75	1.65	47.88	4.79	
Среднее	33.31			3.02		2.41			3.22	3.38	1.64	47.64	5.4	
СКО	0.24	0	0	0.02	0	0.01	0	0	4.55	4.77	0.01	0.35	0.85	
Формула	(Ca _{0.56-0}	$_{0.65}Mg_{0-}$	0.23Na0-	$_{0.24}$ Fe $_{0-0}$	$M_{04}K_{0-0.0}$	$_{4}Zn_{0-0.03}$	$[SO_4]_{0}$	66-0.67Cl	0.11-0.15[C	$[O_3]_{0.1-0.1}$	13	I		
10.2 – Ka.	льциево-	медные	(0.48)											
202	4.98	н. о.	н. о.	н. о.	42.79	3.08	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	43.57	5.58	
Формула	$(Cu_{0.79}C)$	$a_{0.15}Zn_{0.15}$	$_{06})[SO_4]$	$_{0.8}Cl_{0.17}[$	$CO_3]_{0.11}$							I		
	,			11 –	КАРБС	HATO-	хлори	ДЫ (1.4	3)					
11.1 – Ha	триевые	(0.48)							,					
202	8.12	н. о.	н. о.	1.34	н. о.	6.41	н. о.	н. о.	н. о.	34.58	0.5	9.41	39.64	
Формула	$(Na_{0.82}C)$	$a_{01}Zn_{00}$	$_{6}K_{0.01}Fe$	(0.01)[SO ₄	$[]_{0.09} Cl_0$	₈₃ [CO ₃]	08				I	I		
11.2 — Св	инцово-н	кальшиев	ые (0.95	5)		001 010								
203	15.19	н. о.	н. о.	1.56	5.66	7.25	44.85	н. о.	н. о.	н. о.	5.08	н. о.	20.41	
204	19.89	*	«	1.33	3.45	5.44	44.72	*	*	*	5.08	1.33	18.76	
Среднее	17.54			1.45	4.56	6.35	44.79				5.07	0.67	19.59	
CKO	3.32	0	0	0.16	1.56	1.28	0.09	0	0	0	0.01	0.94	1.17	
Формула	$(Ca_{0.34-0})$	$_{45}Pb_{0.26}$	$_{0.28}Zn_{0}$	$_{08-0.12}$ K ₀	$_{12-0.14}$ Fe	$_{0.02-0.03}C$	u _{0 05-0 09}	$Cl_{0.68-0}$	77[CO ₃]	0 55-0 57	I	I		
	0.51 0		0.20 0.	- 12 -	– СУЛЬ	ФАТО-Х	лорил	IЫ (1.4	3)	0.55 0.57				
12.1 — Ци	нкисто-і	кальциен	вые (0.4	8)					· /					
205	19.25	н. о.	н. о.	4.61	н. о.	21.35	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	2.18	34.42	18.19	
Формула	$(Ca_{0.48}Z)$	$n_{0.37}Fe_{0.0}$	$K_{0.07}$	$SO_4]_0 C$	l _{0 73}						l	I		
12.2 – Ha	триевые	(0.95)	0.077 2	120.0	0.75									
206	8.47	н. о.	н. о.	0.84	н. о.	2.94	н. о.	н. о.	н. о.	33.3	0.8	12.0	41.62	
207	8.43	*	*	0.85	*	2.95	*	*	*	33.16	0.81	11.96	41.84	
Среднее	8.45			0.85		2.95				33.23	0.81	11.98	41.73	
СКО	0.03	0	0	0.01	0	0.01	0	0	0	0.1	0.01	0.03	0.15	
Формула	$(Na_{0.83}C)$	$a_{0,12}Zn_0$	$_{03}K_{0.01}F_{0.01}$	$e_{0.01}$)[SO	$_{4}$] _{0 12} Cl ₀	92					ļ	I		
	0.05	0.12 0.	13	– СУЛН	$\Phi ATO-$	КАРБО	нато-у	клорил	IЫ (1.9))				
13.1 — Ши	нкисто-і	кальциен	вые (0.4	7)				r	1 (
208	41.13	н. о.	н. о.	5.84	н. о.	8.76	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	16.97	27.3	
Формула	$(Ca_{0.74}Z)$	$n_{0.10}$ Fe _{0.0}	7)[SO ₄]	$_{21}Cl_{0.70}$	CO ₃] _{0.30}									
13.3 – Me	13.3 — Мелные (0.48)													
209	17.16	н. о	H. O	H. O	59.64	2.4	H. O	Η. Ο	H. O	H.O	0.65	9.68	10.47	
Формула (Cu _{0 60} Ca	$_{28}Zn_{0.02}$	$K_{0,01}$)[SC	D_{4} C_{10} C_{10} 7	4[CO2]0.2	 2				01		2.00		
	0.08 24	0.280.03	0.01/100	410.30.7	41 310.3	2								

Таблица 1. Окончание

ницах, а для хлоридов Cu, Na, K колеблется в более широком диапазоне – от 1.13 Å для CuCl до 1.56-1.59 Å для хлоридов Na и K. Из приведенных данных следует, что размеры анионов в карбонатах и сульфатах Ca, Na различаются на 2-3%; в карбонат-сульфато-хлоридах цветных металлов – на 3-5%; а по сравнению с хлоридами щелочных металлов – на 30-35%. Не исключено, что именно нарастание кристаллохимических диспропорций в рассматриваемом ряду кристаллохимиче-

ских гибридов и обусловило вышеупомянутый "затухающий" тренд. Судя по радиусам анионов, изоморфизм в анионной подрешетке мог наиболее легко происходить между карбонатами и сульфатами кальция, затем более затрудненно осуществлялся между карбонатами, сульфатами кальция и хлоридами цветных металлов. А в случае карбонато-сульфато-хлоридов щелочных металлов он протекал еще медленнее в силу нарастающих кристаллохимических расхождений.



Рис. 7. Распределение минералов в составе модифицированных микроксенолитов по классам, межклассовым и межтиповым гибридам.

1 – карбонаты, 2 – сульфаты, 3 – сульфато-карбонаты, 4 – карбонато-сульфаты, 5 – хлоридо-карбонаты, 6 – хлоридосульфаты, 7 – хлоридо-сульфато-карбонаты, 8 – хлоридо-карбонато-сульфаты, 9 – сульфато-хлоридо-карбонаты, 10 – карбонато-хлоридо-сульфаты, 11 – карбонато-хлориды, 12 – сульфато-хлориды, 13 – сульфато-карбонато-хлориды.

Не менее сложная картина наблюдается в части распределения исследуемых минералов по дополнительным к кальцию катионам (рис. 9). Проведенный анализ выявил следующую последовательность частот встречаемости таких катионов в минералах: карбонаты (1) – Zn > Fe > Cu >> Pb > Sr; сульфаты (2) - (Sr + Ba) > Pb > Cu > Zn; сульфато-карбонаты (3) – Cu > Fe > (Sr + Ba) > K > > Zn > Pb; карбонато-сульфаты (4) - Pb > Cu >> (Sr + Ba >) > K > Zn; хлоридо-карбонаты (5) – Cu > Zn > K > Pb; хлоридо-сульфаты (6) — Pb > K; хлоридо-сульфато-карбонаты (7) – Pb > K; хлоридо-карбонато-сульфаты (8) – Zn > (Sr + Ba); сульфато-хлоридо-карбонаты (9) – Cu > Zn; карбонато-хлоридо-сульфаты (10) – Cu > Na > Zn; карбонато-хлориды (11) — Na > Pb > K > Zn; сульфатохлориды (12) – Zn > Fe > K; сульфато-карбонатохлориды (13) — Na > Cu > Zn.

Сопоставление приведенных последовательностей показывает, что в рассматриваемых соединениях со смешанными анионными радикалами (кристаллохимических гибридах) в качестве основных катионов-конкурентов выступают три группы металлов: 1) цветных — Zn, Cu, Pb; 2) крупно-ионных щелочноземельных — Sr, Ba; 3) щелочных — Na, K. В карбонатах и гибридах с преобладанием карбонатной компоненты преобладают цветметаллы. В сульфатах и гибридах ные С преобладанием сульфатной компоненты на первое место выходят Sr и Ba, а с появлением и увеличением содержания в гибридах хлоридной компоненты среди катионов появляются щелочные металлы. Таким образом, получается, что в межклассовых и межтиповых гибридах распределение дополнительных к кальцию катионов статистически коррелируется именно с вариациями состава в анионной подрешетке, что отражает кристаллохимическую динамику последовательного превращения исходных карбонатов сначала в сульфато-карбонаты, потом в карбонато-сульфаты, а затем в межтипововые смеси кислородных солей и хлоридов.

МИКРОВКЛЮЧЕНИЯ

В составе исследованных образцов выявлено множество твердых включений субмикронного (до 3 мкм) размера, явно обусловленных эндогенным процессом. Прежде всего, это относится к микрочастицам вулканического пепла со средним составом (мас. %): SiO₂ 52.23; TiO₂ 1.8; Al₂O₃ 26.03; Fe₂O₃ 4.59; MgO 2.82; CaO 4.79; K₂O 7.74. Такой состав на TAS-диаграмме соответствует трахиан-



Рис. 8. Развертка тетраэдрической диаграммы анионного состава минералов в микроксенолитах. 1 – карбонаты, 2 – сульфаты, 3 – сульфато-карбонаты, 4 – карбонато-сульфаты, 5 – хлоридо-карбонаты, 6 – хлоридосульфаты, 7 – хлоридо-сульфато-карбонаты, 8 – хлоридо-карбонато-сульфаты, 9 – сульфато-хлоридо-карбонаты, 10 – карбонато-хлоридо-сульфаты, 11 – карбонато-хлориды, 12 – сульфато-хлориды, 13 – сульфато-карбонато-хлориды.

дезибазальтам, что, хотя и входит в пределы вариаций химического состава пепло-лавовых продуктов БТТИ, но как большая редкость [Ермаков, 1978; Братцева и др., 1984]. Присутствие в микроксенолитах вулканогенной примеси подтверждается и единичными включениями авгита.

Из самородных металлов установлен алюминий, из оксидов – рутил $(Ti_{0.99-1}V_{0-01})O_2$, перовскит $Ca_{1.01}(Ti_{0.97}Fe_{0.03})O_3$, La-Ce-Fe-оксид состава $(Fe_{0.9-0.96}La_{0.46-0.48}Ce_{0.53-0.56}Pr_{0-0.08})_2O_3$ и магнетит $(Fe_{0.92-0.94}Zn_{0.05-0.06})(Fe_{1.96-1.98}Ti_{0.02-0.03})_2O_4$ с минальным составом (мол. %) – магнетит 90–92, ульвит 2–3, франклинит 5–7. Хлориды в качестве микроминералов представлены необычным медисто-цинкистым коттунитом (Pb_{0.56-0.78}Zn_{0.16-0.27}Cu_{0-0.19})Cl_2, а кислородные соли – баритом-ангидритом,

варьирующим по составу в пределах $(Ba_{0.29-0.90}Ca_{0.04-0.65}Sr_{0-0.02}Zn_{0.04-0.09})[SO_4].$

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ПРОИХОЖДЕНИЯ

Приведенные на генеральной диаграмме $\delta^{18}O/\delta^{13}C$ данные (рис. 10) по карбонатам могут быть сгруппированы в соответствии с пятью генетическими типами горных пород и минерализаций: 1) глубинные магматиты и апомагматические метасоматиты с умеренно изотопно-легким углеродом и изотопно-легким кислородом; 2) морские карбонатолиты и образовавшиеся за их счет травертины с изотопно-тяжелым углеродом и кислородом; 3) первичные фумарольные минерализации на современных вулканах с аномально изотопно-

64



Рис. 9. Развертка тетраэдрической диаграммы катионного состава минералов в микроксенолитах. 1 – карбонаты, 2 – сульфаты, 3 – сульфато-карбонаты, 4 – карбонато-сульфаты, 5 – хлоридо-карбонаты, 6 – хлоридо-сульфаты, 7 – хлоридо-сульфато-карбонаты, 8 – хлоридо-карбонато-сульфаты, 9 – сульфато-хлоридо-карбонаты, 10 – карбонато-хлоридо-сульфаты, 11 – карбонато-хлориды, 12 – сульфато-хлориды, 13 – сульфато-карбонато-хлориды.

легким кислородом и изотопно-промежуточным кислородом; 4) лавопещерные фумарольные минерализации с изотопно-промежуточными углеродом и кислородом; 5) натечные карбонаты в карстовых пещерах с умеренно изотопно-легким углеродом и изотопно-тяжелым кислородом.

Судя по представленной изотопной диаграмме, карбонаты в исследованных микроксенолитах ($\delta^{13}C = -5.34 \pm 0.62\%$; $\delta^{18}O = 24.09 \pm 1.05\%$) соответствуют натечным карбонатным минерализациям, возникающим за счет переотложения вещества осадочно-морских карбонатолитов. Это фундаментально подтверждает выше сделанное предположение об именно таких карбонатных породах в основании вулканической постройке как первоисточнике изученных нами микроксенолитов. В такой связи большой интерес представляют данные об изотопном составе серы в карбонато-сульфатных гибридах. Проведенные определения показали, что значения изотопного коэффициенты δ^{34} S в сульфатной компоненте исследованных кристаллохимических гибридов варьируются в интервале 1.5—2.3‰, что находится в пределах диапазона колебаний этого коэффициента в сульфатах вулканогенного происхождения Курильско-Камчатской островной дуги [Минеев и др., 1995]. Таким образом, сульфатная сера в модифицированных ксенолитах имеет эндогенное происхождение.

В рентгеноаморфных углеродных частицах, ассоциированных с микроксенолитами, значения коэффициентов δ^{13} С и δ^{15} N варьируются в диапазонах соответственно -27.37 ± 2.97 и $6.74 \pm 2.48\%$ (рис. 11), тяготея к моде распределения таких значений в углеродных продуктах современного вулканизма [Силаев и др., 2015, 2019, 2022]. Это указывает на мантийно-эндогенное происхождение наложенного на микроксенолиты углеродного вещества.



Рис. 10. Изотопно-геохимические свойства фумарольных карбонатных минерализаций на фоне важнейших геологических объектов экзогенного и эндогенного происхождения.

Поля – 1, 2 – морские карбонатолиты соответственно фанерозойского и протерозойского возраста; 3, 4 – травертины соответственно арагонитового и кальцитового составов; 5 – мантийные и плутоногенные магматиты; 6 – плутоногенные гидротермалиты; 7, 8 – апомагматические метасоматиты соответственно лиственитовой и березитовой формаций; 9 и точка V6 – первичные фумарольные минерализации [Хазов и др., 2019]; 10 – лавопещерные фумарольные минерализации [Хазов и др., 2019]; 10 – лавопещерные фумарольные минерализации [Хазов и др., 2019]; 11 – натечные карбонатные минерализации в карстовых пещерах [Cisneros, Caballero, 2011; Кадебская и др., 2015]; 12 – карбонатные "шары" с Камбального вулканотермального поля. А – земная атмосфера. Стрелкой показаны тренды изотопной изменчивости: І – мантийно-эндогенный, II – эндогенно-экзогенный как результат изотопного обмена с коровыми карбонатами. Красными звездами в поле 11 показан изотопный состав карбонатов в модифицированных микроксенолитах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследованы микроксенолиты осадочно-морских карбонатолитов в фумаролах кратерной зоны Второго конуса Северного прорыва БТТИ, подвергшиеся воздействию эксгалятивно-певматолитовых флюидов с образованием за счет карбонатов множества смешанных карбонато-сульфато-хлоридных соединений — межклассовых и межтиповых кристаллохимических гибридов. В ассоциации с преобразованными ксенолитами выявлено эндогенно наложенное на них углеродное вещество, включая частицы металло-углеродных композитов.

Согласно полученным данным, минералы в исследованных образцах подразделяются на два класса – карбонаты, сульфаты, два межклассовых гибрида – сульфато-карбонаты и карбонатосульфаты, и девять межтиповых гибридов – хлоридо-карбонаты, хлоридо-сульфаты, хлоридосульфато-карбонаты, хлоридо-карбонато-сульфаты, сульфато-хлоридо-карбонаты, карбонатохлоридо-сульфаты, карбонато-хлориды, сульфато-хлориды, сульфато-карбонато-хлориды. Вы-



Рис. 11. Изотопный состав углерода в продуктах современного вулканизма на Камчатке и в современных микроорганизмах.

1 – частицы углеродного вещества в ассоциации с исследованными микроксенолитами; 2–8 – углеродные фазы и минералы, соответственно дисперсно-рассеянное углеродное вещество в вулканитах (2), частицы шунгитоподобного вещества (3), парафиноподобная фаза (4), частицы самородного алюминия с включениями углеродного вещества (5), алмазы (6), диуглеродные глобулы (7), карбиды (8); 9–11 – микроорганизмы [Силаев и др., 2021], соответственно бактерии (9), дрожжи (10) и хлорелла (11).

явленная картина неоднородности минерального парастерезиса трактуется нами как результат последовательного эпигенетического превращения первичных карбонатов в микроксенолитах сначала в сульфато-карбонаты, потом в карбонатосульфаты, а затем в хлоридо-карбонато-сульфаты и преимущественно хлориды. Судя по отсутствию признаков фазовой гетерогенности, исследованные кристаллохимические гибриды представляют собой гомогенные твердофазные смеси карбонатов, сульфатов и хлоридов в разных пропорциях.

В составе катионной подрешетки исследованных минералов выявлены три группы дополнительных к кальцию металлов-конкурентов: 1) цветных – Zn, Cu, Pb; 2) крупно-ионных щелочноземельных – Sr, Ba; 3) щелочных – Na, K. B карбонатах и гибридах с преобладанием карбонатной компоненты преобладают цветные металлы. В сульфатах и гибридах с преобладанием сульфатной компоненты на первое место выходят Sr и Ba, а с появлением и увеличением содержания в гибридах хлоридной компоненты в них начинают обнаруживаться щелочные металлы. Таким образом, в межклассовых и межтиповых гибридах распределение дополнительных к кальцию катионов статистически коррелируется с изменением состава анионной подрешетки.

В составе исследованных образцов выявлено множество разнообразных твердых включений субмикронного (до 3 мкм) размера: 1) частицы вулканического пепла, отвечающие трахиандезибазальтам; авгита; 2) рутила $(Ti_{0.99-1}V_{0-01})O_2; 3)$ перовскита $Ca_{1.01}(Ti_{0.97}Fe_{0.03})O_3; 4)$ La-Ce-Fe-оксида (Fe_{0.9-0.96}La_{0.46-0.48}Ce_{0.53-0.56}Pr_{0-0.08})_2O_3; 5) магнетита (Fe_{0.92-0.94}Zn_{0.05-0.06})(Fe_{1.96-1.98}Ti_{0.02-0.03})_2O_4 с минальным составом (мол. %) – магнетит 90–92, ульвит 2–3, франклинит 5–7; барита-ангидрита (Ba_{0.29-0.90}Ca_{0.04-0.65}Sr_{0-0.02}Zn_{0.04-0.09})[SO_4]; 6) медистоцинкистого коттунита (Pb_{0.56-0.78}Zn_{0.16-0.27}Cu_{0-0.19})Cl_2.

Судя по положению точек на генеральной изотопной диаграмме $\delta^{18}O/\delta^{13}C$ карбонаты в исследованных микроксенолитах соответствуют натечным карбонатным минерализациям в карстовых пещерах, возникающим за счет переотложения вещества осадочно-морских карбонатолитов. Это подтверждает вывод об осадочно-морских карбонатных породах как первоисточнике ксенолитов, несколько изотопно-преобразованных в процессе вулканической транспортировки. Определения изотопного состава серы в сульфатных карбонато-сульфатных минералах показали, что значения изотопного коэффициенты $\delta^{34}S$ в них варьируются в интервале 1.5–2.3‰, что находится в пределах диапазона колебаний этого коэффициента в сульфатах вулканогенного происхождения на Курильско-Камчатской островной дуге. Таким образом, сульфатная сера в существенно измененных ксенолитах имеет, безусловно, эндогенное происхождение.

В углеродных частицах, ассоциированных с микроксенолитами, значения коэффициентов δ^{13} С и δ^{15} N варьируются в пределах соответственно -27.37 ± 2.97 и 6.74 $\pm 2.48\%$, тяготея к моде распределения таких значений в продуктах современного континентального вулканизма. Это указывает на мантийно-эндогенное происхождение наложенного на микроксенолиты углеродного вещества.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Братцева О.А., Мелекесцев И.В., Флёров Г.Б. и др. Голоценовый вулканизм Толбачинской региональной зоны шлаковых конусов // Большое трещинное Толбачинское извержение. М.: Наука, 1984. С. 197-208.

Белов Н.В. Процессы реального кристаллообразования. М.: Наука, 1977. 233 с.

Вергасова Л.П., Карпов Г.А., Филатов С.К. Минералогия вулканических эксгаляций и измененных пород современных газо-гидротермальных систем Камчатки // История науки и техники. 2017. № 7. С. 52-65.

Вергасова Л.П., Москалева С.В., Шаблинский А.П. и др. Об уникальном минеральном парагенезисе вулканических газов // Материалы XXIII ежегодной конференции, посвященной Дню вулканолога: Вулканизм и связанные с ним процессы. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2020. С. 163-166.

Вергасова Л.П., Серафимова Е.К., Главатских С.Ф. Минералогия и геохимия возгонов // Большое трешинное Толбачинское извержение. М.: Наука, 1984. С. 341-372.

Вергасова Л.П., Филатов С.К. Новые минералы в продуктах фумарольной деятельности Большого трещинного Толбачинского извержения // Вулканология и сейсмология. 2012. № 5. С. 3-12.

Вергасова Л.П., Филатов С.К. Минералы вулканических эксгаляций – особая генетическая группа (по материалам Толбачинского извержения 1975-1976 гг.) // Записки ВМО. 1993. № 4. С. 68–76.

Вергасова Л.П., Филатов С.К. Опыт изучения вулканоэксгаляционной минерализации // Вулканология и сейсмология. 2016. № 2. С. 3–17.

Вергасова Л.П., Филатов С.К., Москалева С.В., Назарова М.А., Шаблинский А.П. Постэруптивная деятельность Третьего конуса Северного прорыва Большого трещинного Толбачинского извержения // Вулканология и сейсмология. 2022. № 3. С. 1–15.

Ермаков В.А. Петрология и происхождение базальтов региональной зоны шлаковых конусов Толбачинского дола // Петрологические исследования базитов островных дуг. М.: ИФЗ АН СССР, 1978. С. 3-68.

Кадебская О.И., Калинина Т.А., Чайковский И.И. Изотопия и морфология новообразованных карбонатов карбонатно-сульфатного массива Ледяная Гора //

Вестник Пермского университета. Геология. 2015. Вып. 2. С. 6-16.

Карпов Г.А., Кривовичев С.В., Вергасова Л.П. и др. Оксисульфаты меди, натрия и калия на лавовых потоках Трещинного Толбачинского извержения 2012-2013 гг. // Вулканология и сейсмология. 2013. № 6. С. 22-30.

Кривовичев С.В. Структурно-минералогические обзоры (2017-2021). Апатиты, СПб.: Скифия-Принт, 2022. C. 26–33.

Магарилл С.А., Романенко Г.В., Первухина Н.В. и др. Оксоцентрированные поликатионные компоненты альтернативный подход к изучению кристаллохимических особенностей структур природных и синтетических оксосолей ртути // Журнал структурной химии. 2000. T. 41. C. 116–126.

Минеев С.А., Волынец О.Н., Гриненко В.А., Бейли Дж. Изотопный состав серы и углерода в четвертичных вулканитах и габбро-амфиболитовых включениях Камчатки // Геохимия. 1995. № 8. С. 1140-1156.

Пеков И.В., Агаханов А.А., Зубкова Н.В. и др. Фумарольные системы окислительного типа на вулкане Толбачик – минералогический и геохимический уникум // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 5/6. С. 822-843.

Петрик Д. Реальные размеры атомов в минералах и способы их оценки // Платформа материалов Рапdia.ru. 2022.

Поваренных А.С. Кристаллохимическая классификация минералов. Киев: Изд-во НД, 1966. 548 с.

Силаев В.И., Вергасова Л.П., Филиппов В.Н. и др. Индийсодержащие металлоуглеродные композиты из фумарольной минерализации Большого трещинного Толбачинского извержения // Вестник геонаук. 2021. № 6. C. 28-37.

Силаев В.И., Добрецова И.Г., Антошкина А.И. и др. Гидротермальные сульфидные оруденения в российском разведочном секторе Срединно-Атлантического хребта // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. Вып. 25. Пермь: Пермский университет, 2022. С. 226-238.

Силаев В.И., Зайнуллин Г.Г., Филиппов В.Н., Янулова Л.А. Природные и синтетические иодидосульфиды – новый тип химических соединений и минералов // Геохимия. 2003. № 1. С. 98-106.

Силаев В.И., Карпов Г.А., Аникин Л.П. и др. Минерально-фазовый парагенезис в эксплозивных продуктах современных извержений вулканов Камчатки и Курил. Часть 1. Алмазы, углеродные фазы. Конденсированные органоиды // Вулканология и сейсмология. 2019. № 5. C. 54-67.

Силаев В.И., Карпов Г.А., Петровский В.А. и др. Толбачинский углеродно-алмазный феномен. Проблемы некимберлитовой алмазоносности // Высокие технологии в промышленности России: Труды XX Международной научно-исследовательской конференции. М.: Изд-во МГТУ им. Н.Э. Баумана, 2015. С. 87-102.

Силаев В.И., Кокин А.В., Павлович Н.В. и др. Первые результаты комплексных исследований современных микроорганизмов физико-химическими и минералого-геохимическими методами // Вестник геонаук. 2021a. № 9. C. 3–33.

ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ № 1

2023

Филатов С.К., Семенова Т.Ф., Вергасова Л.П. Типы полимеризации тетраэдров [ОСи₄]⁶⁺ в соединениях с дополнительными атомами кислорода // Докл. РАН. 1992. Т. 322. № 3. С. 536–539.

Хазов А.Ф., Вергасова Л.П., Симакова Ю.С. и др. Фумарольные карбонатные минерализации на примере БТТИ (Камчатка) // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2019. № 12. С. 12–19.

Юшкин Н.П., Назарова Г.С. Конституция и фазовые трансформации природных коллоидов алюмо-железо-

сульфатно-фосфатного состава // Серия препринтов "Научные доклады". Вып. 83. Сыктывкар: Коми ФАН СССР, 1982. 40 с.

Bikford D., Lohman D.J., Sodni N.S. et al. Cryptic cpecies as a widow on diversity and conservation // Trends Ecol. Evol. 2007. V. 22. P. 148–155.

Cisneros de Ji, Caballero E. Carbon isotope values as paleoclimate indicators Study on stalagmite from Nerja Cave South Spain // Carbonates Evaporites. 2011. V. 26. P. 41–46.

Minerals with Mixed Anion Radicals in Fumarole-Transformed Crush Microxenolites as a New Phenomenon of Modern Volcanism

V. I. Silaev^{1, *}, L. P. Vergasova^{2, **}, V. N. Filippov¹, I. V. Smoleva¹, S. V. Moskaleva², A. F. Khazov¹, B. A. Makeev¹, and A. P. Shablinsky³

¹Institute of Geology, Komi Scientific Center, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, May Day str., 54, Syktyvkar, 167982 Russia

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

³St. Petersburg State University, Universitetskaya emb., 7/9, St. Petersburg, 199034 Russia

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

e man. np ensenen.ru

Microxenoliths of sedimentary-marine carbonatoliths in fumaroles of the crater zone of the Second Cone of the BTFE Northern Breach, which were exposed to exhalative-pneumatolytic fluids with the formation of many compounds with mixed carbonate-sulfate-chloride anionic radicals, which are considered as two interclass and nine intertype crystal chemical hybrids, are studied at the expense of carbonates. The pattern of heterogeneity of mineral parasteresis revealed in the altered microxenoliths is interpreted by us as the result of a successive epigenetic transformation of primary carbonates, first into sulfate-carbonates, then into carbonate-sulfates, and then into chloride-carbonate-sulfates and chlorides. Judging by the absence of signs of phase heterogeneity, the investigated crystal-chemical hybrids are homogeneous solid-phase mixtures of carbon-ates, sulfates, and chlorides in different proportions. The carbonates in microxenoliths in terms of carbon isotope composition ($\delta^{13}C_{PDB} = -5.34 \pm 0.62\%$) and oxygen ($\delta^{18}O_{SMOW} = 24.09 \pm 1.05\%$) correspond to carbonates of sedimentary-marine limestones redeposited under conditions of volcanic transport. The isotopic composition of sulfate sulfur ($\delta^{34}S = 1.5-2\%$) varies within the range of fluctuations established for sulfates of volcanogenic origin. In carbon particles associated with microxenoliths, the isotopic compositions of carbon ($\delta^{13}C_{PDB} = -27.37 \pm 2.97\%$) and nitrogen ($\delta^{15}N_{Air} = 6.74 \pm 2.48\%$) tend to be similar to the mode of distribution of such values in the products of modern continental volcanism. The identified crystal-chemical hybrids are a typomorphic feature of the fumarous-exhalative facies and are considered as a previously unknown phenomenon of modern volcanism.

Keywords: fumaroles, xenoliths, Great Tolbachik eruption, interclass and intertype crystal chemical hybrids, isotopy, origin of matter

УДК 523.43, 551.4

Посвящается Тамаре Петровне Кирсановой (Ялынской)

ГИГАНТСКИЕ МАРСИАНСКИЕ ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ МЕГАМОРФОСТРУКТУРЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТИПА И ИХ ВЕРОЯТНЫЕ ЗЕМНЫЕ МИНИАНАЛОГИ

© 2023 г. И. В. Мелекесцев*, **

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

*e-mail: dirksen@kscnet.ru **e-mail: kurmrr@kscnet.ru Поступила в редакцию 19.02.2021 г. После доработки 27.06.2021 г. Принята к публикации 03.11.2022 г.

Показано, что в современную эпоху выраженных в рельефе вулкано-тектонических мегаморфоструктур, которые были бы близки по размерам к выявленным на Марсе, аналогичным по строению и происхождению гигантским морфоструктурам с объемом слагающих их пород $(1-2.4) \times 10^6$ км³ (патера Альба, горы Олимп, Арсия, Аскрийская, Павлина, Элизий), на земной суше и океаническом лне нет. Фрагменты и слелы полобных образований олнозначно не выявлены и не описаны в геологических толщах не только мезо-кайнозоя, но и палеозоя. То же относится и к более древним эпохам Земли. Составные же компоненты рельефа марсианских мегаморфоструктур по своему облику примерно похожи на очень сильно увеличенные копии давно известных и многократно описанных земных вулканических сооружений – крупных щитовых, щитообразных и существенно лавовых вулканов, лавовых куполов, а также кальдер разных типов. Хотя постройки перечисленных типов вулканов по морфологии не идентичны своим марсианским аналогам — они меньше их по высоте построек, а склоны круче. Кальдеры во много раз мельче. Возраст марсианских вулканических форм значительно древнее. Уникальным сооружением является мегаморфоструктура гора Олимп, возникшая в крупном ледниковом покрове, в образовании которой значительное участие принимали и гляциальные процессы. Она отнесена к мегаморфоструктурам типа гигантских тюйя. Ее минианалоги – разные по возрасту и параметрам гляциально-субаральные тюйя, подвергавшиеся оледенениям вулканических областей Земли.

Ключевые слова: Марс, Земля, кратер, щитовой вулкан, Гора Олимп, патера Альба, Этна, Мауна-Лоа, Плоская Дальняя сопка, тюйя

DOI: 10.31857/S0203030622700067, EDN: ARORJD

введение

Сравнение вулканических проявлений соседних, быстро вращающихся, сравнимых по размерам и другим характеристикам планет земного типа Земля и Марс (149.6 и 227.9 млн км от Солнца, диаметр — 12756 и 6780 км, сила тяжести на поверхности — 1 и 0.38 от земной, период вращения вокруг оси — 23.93 и 24.63 ч, наклон оси к орбите — 23.45 и 25.19 град.) буквально до начала 1970-х гг. XX в. было невозможным. Главная причина этого отсутствие не только данных о конкретных марсианских вулканических формах рельефа, но и о вулканизме там вообще.

Человеку земные вулканы и их опасные извержения в разных местах проявления молодого вулканизма были известны, как минимум, с VI–VIII тысячелетий до нашей эры¹, а стали описываться и изучаться уже с античных времен. Марсианские же вулканы были открыты и начали исследоваться только во второй половине XX в. О них стало известно достаточно неожиданно, лишь в конце 1971—первом полугодии 1972 гг. во время полета американского космического аппарата (КА) "Маринер – 9" ("Mariner – 9"), который, проработав на орбите Марса почти год, передал на Землю 7329 изображений его поверхности, в том числе и огромных потухших вулканов [Сурдин,

¹ Аборигены Камчатки, например, видели в это время бурное рождение на северном склоне вулкана Камень и одного из самых активных в мире – вулкана Ключевской, и потом очень боялись его, а также других извергающихся вулканов.



Рис. 1. Расположение мегаморфоструктур главного участка – на карте (в левой части) и на космическом изображении (в правой части), север внизу. На заднем плане правой части рисунка, слева – МГС гор Аскрийская (Ар), Павонис (П), Арсия (АС). М – 120-километровый импактный кратер Миланкович.

2004]. Хотя еще в 1965 г., пройдя в 10 тыс. км от этой планеты, КА 'Маринер – 4" сумел заснять только участки поверхности Марса совершенно без вулканов, но с обильными ударными кратерами, как на Луне. Причем, сами эти кратеры, по большей части, были уже сильно разрушенными. Поэтому тогда сложилось представление, что Марс - "мертвая" планета не только в биологическом, но и в геологическом и вулканологическом планах. На базе полученных с помощью космических аппаратов "Маринер – 9", "Викинг – 1", "Викинг – 2" (Viking – 1, 2) снимков Геологической службой США (USGS) были составлены и изданы гипсометрические карты масштабов 1:25000000, 1:15000000, 1:5000000, 1:2000000. 1: 500000 и фотокарта Марса масштаба 1: 2000000 [Родионова, 2004], а на отдельные участки [Тапаka, Fortezzo, 2012 и др.] и крупнейшие вулканы [Scott, Zimbelman, 1995; Scott, 1998 и др.] еще и геологические карты.

Для создания карт использовались мозаики снимков, сделанных с космических аппаратов, а высота поверхности определялась с помощью высокоточного лазерного альтиметра MOLA (Mars Orbiter Laser Altimetr) КА "Марс Глобал Сервейр" ("Mars Global Serveir").

В уменьшенном варианте то же было выполнено и советскими исследователями [Флоренский и др., 1975, 1976; Поверхность Марса, 1980]. По фотографиям Марса 1974 г. с КА "Марс – 4 и 5" было проведено геолого-геоморфологическое исследование Эритрейского моря в субтропических широтах южного полушария Марса. Длина отснятого участка составила ~2400 км, а ширина – 700-800 км [Флоренский и др., 1976, рис. 1]. Созданы и опубликованы тематические карты масштабов 1 : 5000000 и 1 : 500000 поверхности Марса. На них впервые были выявлены и изображены четыре участка, предположительно, вулканогенных образований [Флоренский и др., 1980]. Приведено их краткое описание. Допускается также, что и 80-километровый кратер Бабакин с приуроченным к нему куполовидным поднятием с диаметром основания 12 км, увенчанным 12-километровым кратером Гари, имеет не ударное происхождение, а скорее вулканическое, так как он приурочен к тектонической зоне – структурном шве, разделяющем горы Тавмасия и Босфорское плато.

По снимкам, полученным от Европейского космического агентства в 2004 г., сотрудниками Института геохимии и аналитической химии РАН и Института динамики геосфер РАН совместно с их иностранными коллегами, детально исследованы морфология и геологическое строение западной части вулкана Олимп [Базилевский и др., 2005]. Было показано, что история этой постройки сложная, включающая, кроме базальтового вулканизма, участие и других процессов. А чуть позднее, практически тем же коллективом [Bazilevsky et al., 2006] реконструированы относительно молодая тектоника, вулканическая и флювиальная активность его восточного фланга.

Буквально в течение нескольких лет полученные американскими и советскими исследователями материалы были в общем виде обработаны, а результаты опубликованы. Созданы геологические карты крупнейших выявленных вулканических сооружений. Международный астрономиче-
ский союз (МАС) разработал две системы наименований: для деталей альбедо, наблюдаемых в телескоп, и для деталей рельефа, видимых на космических снимках [Бурба, 1981]. Обе системы связаны между собой пространственно: детали рельефа получили имена от близрасположенных деталей альбедо. Это относится, в частности, и к вулканическим образованиям.

Важнейшей сводкой, подводившей итоги геоморфолого-вулканологических исследований первой половины 90-х гг. ХХ в., стал "Атлас вулканических форм рельефа Марса" [Hodges, Moore, 1994], который послужил основой для последующих работ аналогичного плана [Zimbelman, 2000; Plescia, 2004 и др.]. Хотя использованная в этом атласе классификация вулканических форм рельефа, по сравнению с земными [Влодавец, 1984], сильно упрощена и часто нелогична.

Всего в Атласе опубликованы результаты изучения пяти крупнейших щитовых вулканов – патер, четырех небольших вулканов – куполов, трех небольших вулканов – патер, а также нескольких десятков мелких вулканических форм названных выше типов. Описаны также шесть обширных кальдерных комплексов и кальдер. Приведены и результаты первичного геоморфолого-вулканологического дешифрования 66-ти различных по размеру участков марсианской поверхности с очень краткой характеристикой имеющихся там преимущественно мелких и мельчайших вулканических форм рельефа, аналогов земных лавовых потоков, экструзивных куполов, эксплозивных образований, цепочек провальных кратеров и др. Определены относительные высоты положительных форм, размеры их образований. Для типичных форм составлены поперечные профили.

В более поздней работе [Plescia, 2004] добавлены измерения объемов пород вулканов, сведения о крутизне их склонов, а также параметры связанных с ними кальдер и кальдерных комплексов. Во многих работах конца XX-начала XXI вв. также указывается и на широтное распространение лавовых потоков не только на вулканах, но и на конкретных участках за их пределами. Описан пока только их поверхностный рельеф, а состав однозначно не определен. В местах посадок космических аппаратов поверхность, как правило, усеяна большими пористыми обломками, но тоже неизвестного состава: шлака (?), пемзы (?); отобраны и проанализированы образцы многократно перенесенного ветром и переотложенного тонкого материала.

Получены свидетельства интенсивной тектонической и вулкано-тектонической активности на Марсе. На это указывают многочисленные линейные разрывные нарушения, грабены и глубокие каньоны, преобразованные последующими процессами тектонические формы рельефа. Согласно работе [Маров, 1981] крупнейшим подобным образованием является сложно построенная, гигантская по протяженности (более 4000 км) Долина Маринер, которая, по мнению М.Я. Марова, несколько напоминает рифтовую зону на дне земных океанов.

Удалось установить, что к типичным вулканическим формам относятся и многочисленные цепочки кратеров на поверхности Марса. Они – не ударные метеоритные кратеры, а провальные воронки разных размеров над лавоводами и магмоводами, как на Луне [Erlich et al., 1974; Штейнберг, 1967]. Ярким таким примером служит цепочка Флегетон на патере Альба, изображенная на фото в работе [Спарроу, 2008, с. 108]. Провальный генезис (над лаво-водами) имеет и похожие на подобие оврагов и земных долин горных водотоков на склоне вулкана Гора Павлина [Спарроу, 2008, с. 109].

В XXI веке после публикации марсианских карт разных назначений в США и России [Гипсометрическая карта ..., 2004; Родионова, 2004 и др.], создания глобусов "великих" вулканических открытий на Марсе не произошло. В разных вариантах и по разным методикам описывались по преимуществу лишь уже известные вулканические формы рельефа, а новых было добавлено сравнительно мало. Хотя предпосылки для этого имеются. В наибольшей мере потенциальными объектами могут служить кратеры, которые сейчас повально считаются ударными – импактными, а на самом деле могут быть частично еще и вулканическими, эксплозивными. Решение этой проблемы зависит от выявления и надежного диагностирования связанных с такими кратерами массовых выбросов газонасыщенного пирокластического материала, особенно более кислого состава, чем базальты. На возможность такой интерпретации указывает уже произошедшая дифференциация марсианского магматизма, если судить по химическому составу вещества в местах посадок "Викингов – 1 и 2" [Zimbelman, 2000]. Вторая группа объектов – мелкие вулканические формы, выраженные в рельефе как положительные (типа земных шлаковых и лавовых конусов, экструзивных куполов), так и отрицательные небольшие взрывные воронки, которые возможно выявить лишь при площадном крупномасштабном дешифрировании высококачественных изображений марсианской поверхности. Это в настоящее время не выполнено даже в первом приближении.

На современном этапе по разным причинам для сравнительной вулканологии наибольший интерес представляют самые крупные на Марсе (с объемом пород морфологически выраженных построек ≥1 млн км²), сложно построенные вулкано-тектонические мегаморфоструктуры (МГС)

центрального типа. Во-первых, они уже сейчас относительно хорошо изучены. Во-вторых, несмотря на условность их относительного датирования, они явно весьма старые, возникшие сотни миллионов-миллиарды лет назад [Hodges, Moore, 1994 и др.]. Наконец, они не обнаружены пока на Земле, наиболее близкой к Марсу планете по истории формирования и развития. Таких МГС, выраженных в рельефе, нет сейчас на земной суше и на дне океанов. Их фрагменты и следы не выявлены в геологических толщах пород не только мезо-кайнозоя, но и палеозоя, а также и более древних эпох. На Марсе же подобных МГС – шесть: патера Альба (Alba Patera) и горы Олимп (Olympus Mons), Арсия (Arsia Mons), Павлина (Pavonis Mons), Аскрийская (Ascraeus Mons), Элизий (Elvsium Mons). Их возможное наличие и активизация поиска следов земных аналогов позволят дополнить представление о закономерностях проявления вулканической деятельности и на Земле в наиболее древние эпохи.

ОСОБЕННОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПОЛОЖЕНИЯ И ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПРИУРОЧЕННОСТИ МЕГАМОРФОСТРУКТУР

На картах полушарий и глобусе Марса хорошо видно, что исследуемые МГС, несмотря на их гигантские размеры, занимают относительно небольшие участки площади (из ~145 млн км²) поверхности планеты. Площадь главного участка в Западном полушарии, где находятся пять из шести МГС ~5.5 млн км². Он ромбовидный по фигуре в плане (рис. 1)², удлиненный в субмеридиональном направлении: протяженность около 2800 км между вершинными частями МГС патера Альба и гора Арсия при ширине 1700 км от горы Олимп до горы Аскрийская. Мегаморфоструктуры патера Альба и гора Олимп приурочены к углам этой фигуры, а горы хребта Фарсида (Аскрийская, Павлина, Арсия) – к ее ЮВ стороне – осевой зоне этого горного хребта, имеющей СВ простирание (Аз. 40°). Такое же простирание и у стороны ромба МГС патера Альба – МГС гора Олимп. МГС гора Элизий – единственная в Восточном полушарии. Поэтому площадь ее овального основания (~2.2 млн км²) – одновременно и площадь меньшего по размерам второго участка.

Важная региональная особенность обоих выделенных участков — наличие внутри них и на обширных сопредельных территориях значительного количества других крупных вулканических конструкций. Они меньше по объему слагающих пород, чем рассматриваемые в представленной статье МГС, но во много раз больше известных

ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ № 1 2023

земных вулканических форм. В пределах первого участка и вблизи него это – холмы Тарсис (Tharsis, 3×10^3 км³), Керавнский (Ceraunius, 2.4×10^4 км³), Урана (Uranius, 3.4×10^3 км³), Юпитера (Jovis, 8.7×10^2 км³) и др.; патеры Библиды (Biblis, 1.8×10^4 км³), Улисса (Ulissis, 2.9×10^3 км³), Урана (Uranius, 3.5×10^4 км³). На втором участке – холмы Альбор (Albor, 2.9×10^4 км³), Геката (Hecates, 6.7×10^4 км³) [Plescia, 2004, табл. 1].

Если рассматривать оба участка в обшемарсианском плане, обращает внимание их расположение в пределах переходной зоны между Северным и Южным полушариями с резко различным рельефом (см. рис. 1). В Северном полушарии доминирует менее контрастный рельеф с преобладанием территорий, которые названы равнинами: в околополярной области – Великая Северная равнина, к которой с юга примыкают шесть более мелких равнин: Ацидалийская (частично), Утопия, Элизий в Восточном полушарии; Амазония, Аркадия, Ацидалийская (частично) и Хриса – в Западном полушарии. Их высоты относительно уровня ареоида (марсианский аналог геоида) от -5 до -2 км³ в обоих полушариях. Помимо этих равнин (по-видимому, лавовых) великолепно выражена в рельефе равнина Исиды с диаметром по бровке ограничивающего уступа ~1800 км, импактная, связанная с падением гигантского астероида. Ее уплощенное дно очерчивается горизонталью — 1 км и залито лавой. Северное плато с Северной полярной шапкой расположено на 4 км ниже уровня ареоида.

Южное полушарие Марса, наоборот, характеризуется очень контрастным горным рельефом результатом исключительно интенсивной метеоритной бомбардировки и столь же мощным вулканизмом как инициированным импактными процессами, так и собственной магматической активностью планеты. Здесь находятся три гигантских астроблемы: равнина Эллада (овальная, 3000 × 2500 км); равнина Аргир (овальная, 1600 × × 1100 км), условно Южно-полярная (круглая, диаметром 950 × 1000 км); подавляющее количество (95 из 132) крупных (диаметром >100 км) кратеров. Диаметр двух из них 300 и 310 км, а кратеров Скиапарелли и Гюйгенс - 461 и 460 км [Родионова, 2004]. Ничего подобного на Земле пока не обнаружено. В приакваториальной области этого полушария располагается очень сложно построенная Долина Маринер длиной свыше 4000 км и глубиной более 8 км [Гипсометрическая карта ..., 2004; Спарроу, 2008], она, как и на Земле, по представлению автора статьи, сильно преобразованный след двигавшегося на большой глубине магматического суперпотока [Мелекесцев, Слезин, 2017а, 2017б] шириной более 500-600 км, кото-

² Здесь и далее в тексте большая часть космических изображений и карт взята из работ [Hodges Moore, 1994; Pleseia, 2004].

³ Здесь и далее в тексте высоты ниже уровня ареоида будут обозначаться со знаком минус (–) выше – обычными цифрами.

рый на западе тоже начинался от магматической вихревой структуры с центром на месте современных плато Сирия (Syria Planum) и Лабиринт Ночи (Noctis Labirinthus).

От этого вихря в разные времена отходили и другие суперпотоки. На юго-восток – суперпоток борозды Кларитас (Claritas Fossae), а два на север: первый его исток – борозды Ночи (Noctis Fossae: 5°-6° S), сначала до МГС патера Альба (длина ~1900 км, простирание ЗСЗ, Аз. ~350°, Керавинские борозды), а потом поворачивающий на СВ (A3. $40^{\circ}-45^{\circ}$) до широты $65^{\circ}-67^{\circ}$ N. На последнем участке он дельтовидный, длиной ~1600 км и шириной на фронтальном окончании 900-1000 км. Его западная окраина – борозды Альба, на восточном фронте располагается кратер Семейкин диаметром ~80 км. Общая длина суперпотока около 3500 км. Второй поток, начинающийся примерно там же, от района патеры Урана, тоже поворачивает на СВ, где его маркирантами служат борозды Мареота. Темпе и Лабеатис. Дельтавидное окончание суперпотока – земля Темпе (Tempe Terra), а край – на высоте 3 км. Именно к названным магматическим суперпотокам и приурочены все крупнейшие вулканические образования первого участка. Не исключено, что мегаморфоструктура гора Элизий тоже, вероятно, генетически связана со своей вихревой структурой. Но она меньшего размера и находится ниже на высоте -3...-2 км в пределах равнины Элизий (Elvsium Planitia).

Интенсивная метеоритная бомбардировка, очень мощная магматическая и вулканическая деятельность — как инфицированная падением метеоритов и астероидов, так и собственными планетарными глубинными процессами, и связанное с этим общее разуплотнение верхних горизонтов коры Южного полушария Марса были, вероятно, главной причиной удлинения его радиуса на 6.391 км, на которое указывается в работе [Родионова, 2004], по сравнению с Северным полярным радиусом, а, следовательно, и одной из главных причин асимметрии планеты.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ, ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ МЕГАМОРФОСТРУКТУР, ИХ ЗЕМНЫЕ МИНИАНАЛОГИ

Если формально использовать применяемую в настоящее время номенклатуру деталей рельефа Марса, в том числе, и вулканического [Бурба, 1981], то перечисленные выше мегаструктуры относятся к патерам (Paterae) и горам. Согласно приведенным там определениям этих терминов, патера (Patera) — кратер неправильной формы или сложный кратер с фестончатыми краями, а гора — крупная возвышенность (Mons) или цепь возвышенностей (Montes). Однако для рассматриваемых в статье структур эти термины мало применимы. Во-первых, из-за их сложной комплексной геоморфологии, во-вторых, специфической и многофазной истории развития. Поэтому каждая из них требует индивидуального исследования. Использованы только их названия, приведенные на картах Марса [Гипсометрическая карта ..., 2004 и др.]. Первой станет патера Альба, а затем горы Олимп, Аскрийская, Павлина, Арсия и Элизий. Такая схема описания мегаструктур объясняется их расположением и структурной приуроченностью.

МГС патера Альба (центр 40° N, 110° W; 6.8 км² и 6.8–8.8 км)

Патера Альба – самая северная (см. рис. 1, рис. 2) из рассматриваемых МГС Западного полушария Марса, которая постепенно поднимается в ее северном секторе с высоты около –2 км, а в южном секторе – с высоты около 0 км. Она овальной формы с размером основания примерно 2100 × × 1600 км по карте [Гипсометрическая карта ..., 2004] и его площади – около 2.7 млн км². Патера Альба изучается уже более 35 лет: первое упоминание [Greeley ..., 1974], а сейчас ей посвящено свыше 20 работ. Большинство данных приведено в работах [Hodges, Moore, 1994; Zimbelman, 2000; Plescia, 2004].

Общие черты геоморфологии и структурное положение патеры Альба прекрасно видны на ее космических изображениях (см. рис. 1, 2) и на глобусе Марса. Это многочленная (два щитовых вулкана, два кальдерных комплекса и центральное вулкано-магматическое резургентное поднятие) мегаморфоструктура, приуроченная к глобальной трещинной зоне. Последняя на юге имеет субмерилиональное простирание и название Керавенские борозды. Она доходит до района патеры Альба и имеет ширину 550-600 км. Там зона веерообразно расширяется до 900-1000 км, поворачивая на СВ, но уже под названием борозды Альба, а заканчивается на широте 65°-67° N. На ее восточной окраине располагается метеоритный кратер Семейкин диаметром около 80 км. По представлению автора статьи, трещинная зона маркирует движение гигантского магматического суперпотока из экваториальной области на север, а трещины – продольные разрывные нарушения над его кровлей. К месту поворота была, вероятно, приурочена вихревая магматическая структура диаметром порядка 700-800 км, если судить по дугообразному изгибу трещин (см. рис. 2) региональной зоны.

Первая вулканическая форма, связанная с этой структурой – щитовой вулкан с огромным (2100 × 1600 км) размером овального основания очень пологими (≤1°) склонами. Это явное свидетельство того, что извержение лав происходило с



Рис. 2. Космические изображения и карты МГС патера Альба (а) и г. Олимп (б) с поперечным профилем. Горизонтали обычные проведены через 1 км, утолщенные — через 5 км. На патере Альба стрелкой показан кальдерный комплекс размером 106 × 138 км. Видны субмеридиональные и дугообразные разрывные нарушения над кровлей магматическо-го суперпотока (см. рис. 1). На г. Олимп освещенный с СВ круговой уступ имеет высоту 3–6 км, а размер вершинного кальдерного комплекса — 72 × 91 км.

колоссальной интенсивностью, а сами лавы были жидкими и маловязкими, высокотемпературными, поступавшими с большой глубины. Причем, в ходе роста щитового вулкана активность региональной трещинной зоны не прекращалась. Марсианским аналогом самого раннего щитового вулкана патеры Альба можно считать примерно одинаковый с ним по размерам (см. ниже) однотипный МГС горы Элизиум. В конце этапа формирования первого щитового вулкана его вершинная часть была уничтожена при возникновении 550-километровой кальдеры гавайского типа (см. рис. 2а) с новым щитовым вулканом внутри, но меньшего размера: диаметр основания около 400 км, а относительная высота выраженной в рельефе постройки 2.5-3 км. Размер овального, в плане сложно построенного, многофазного кальдерного комплекса гавайского типа на его вершине – 106 × 138 км [Plescia, 2004]. Трещинная региональная зона более молодой вулкан уже не затронула. По оценке J.B. Plescia [Plescia, 2004], объем постройки патеры Альба равен 1.8 × $\times 10^6$ км³. Но он может быть и больше и меньше, поскольку высота и строение ее фундамента неизвестны, как и высота самой постройки. Не определен и возраст МГС. Пока можно предполагать лишь, что она начала формироваться до других рассматриваемых МГС. Наиболее ранние даты (3.3-3.6 млрд лет) для первого щитового вулкана приведены в работе [Hodges, Moore, 1994]. Полноразмерных современных аналогов патеры Альба на земной суше и на дне океанов нет. Не обнаружены пока их следы и в древних геологических толщах. По масштабам вулканизма им могут соответствовать только траппы [Макаренко, 1983 и др.] и крупнейшие трещинные извержения на дне океанов. Отсутствуют и точные минианалоги. Но сходные по происхождению МГС имеются на островах-вулканах архипелага Галапагос и Гавайского хребта, на острове-вулкане Реюньон. То же относится и к составным компонентам (щитовым вулканам и кальдерам гавайского типа) этих миниморфоструктур.

МГС гора Олимп (центр 18° N, 133° W; 21.1 и 21.9 км)

Мегаморфоструктура гора Олимп (см. рис. 2б), в современной научной литературе — гора Олимп или вулкан гора Олимп, расположена к ЮЗ от патеры Альба на расстоянии около 1900 км от нее (см. рис. 1). Это крупнейший и самый высокий горный массив на Марсе. Размер его основания по подножию Олимпийского уступа (высота 3—6 км) равен 650 × 630 км, а площадь ~320 тыс. км², объем пород выраженной в рельефе части постройки, по [Plescia, 2004] — ~2.4 × 10⁶ км³. В настоящее время ему в целом, отдельным его частям и связанным с ним проблемам посвящены десятки научных публикаций, включая монографии, а также популярных изданий, как за рубежом, так и в России [Бурба, 1981; Ксанофомалити, 1997; Маров, 1981; Марс ..., 2004; Спарроу, 2008; Hodges, Moore, 1994; Zimbelman, 2000; Plescia, 2004; Mouginis-Mark, Wilson, 2019 и др.].

Сравнение по опубликованным данным и результатам проведенного автором настоящей статьи геоморфолого-вулканического анализа изображений МГС патера Альба и гора Олимп показало их кардинальное различие по всем главным параметрам и характеристикам, кроме объема слагающих их пород. Главные внешние отличия – намного большая (на 14.3 км) высота и "свежесть" рельефа горы Олимп, чем у патеры Альба, что хорошо вилно даже на мелкомасштабном космическом изображении обеих структур (см. рис. 1, 2). Разная у них и история открытия. Местонахождение и природа горы Олимп (предполагаемая возвышенность, покрытая снегом Никс Олимпика) были давно известны астрономам, а патера Альба снята после окончания планетарной пылевой бури в 1976 г. Белое же пятно на месте горы Олимп оказалось 1000-километровым кольцевым облаком – вихрем, часто возникающим над ним, как и над извергающимися или фумаролящими земными вулканами, которые выделяют много газов (преимущественно, водяного пара и CO_2), во время сильных высотных ветров. Не исключено, что на МГС горы Олимп еще продолжается и дегазация. Как и на Земле [Мелекесцев, 1980], выделяющиеся газы служат причиной повышенной облачности и большого количества осадков (на Марсе снега и "сухого льда"), по сравнению с прилежащими территориями. Аккумуляции осадков на горе Олимп способствует и ее огромная высота. В пользу гипотетически продолжающейся газовой активности вулканического аппарата гора Олимп может свидетельствовать также его прекрасная сохранность, особенно вершинного кальдерного комплекса (рис. 3), включающего округлую 180-200-километровую предполагаемую кальдеру, которая погребена под верхним щитовым вулканом, и самый молодой кальдерный комплекс из 4–5 форм общим размером 72 × 91 км (по [Plescia, 2004]). Диаметр наиболее старой из них, практически круглой – ~70 км, а размер самой молодой, овальной $- \sim 30 \times 19$ км. На северном внутреннем уступе последней очень хорошо видна каплевидная форма типа земного каменного глетчера длиной ~4 км. Но это может быть и быстро замерзший оползень с концевой частью шириной ~1.5 км. Находящаяся в противоположном секторе почти круглая (19 × 18 км) впадина – кальдера (с большей вероятностью) или ударный кратер.

Описанный кальдерный комплекс с щитовым вулканом венчает вершину гигантского щитовидного вулканического сооружения — главного компонента МГС горы Олимп. А его подножием



Рис. 3. Кальдерный (4–5 кальдер гавайского типа, размер 72 × 91 км) комплекс на вершине вулкана г. Олимп, КГ – предполагаемый каменный глетчер (а); кальдерный комплекс в. Арсия с дугообразными обвалами, общий размер 108 × × 138 км – по [Plescia, 2004] с дополнением автора (б).

служит круговой Олимпийский уступ. Крутизна первичного склона щитовидного вулкана выше бровки уступа не превышает 3°–4°, а самого уступа ниже бровки – 15°–20° и больше. Породы Олимпийского уступа слагают 3–6-километровый пьедестал всей МГС площадью ~320 тыс. км². На Земле это сравнимо с площадью о. Исландия вместе с ее шельфом.

Специфическая особенность МΓС горы Олимп - почти сплошное распространение с внешней стороны Олимпийского уступа обширных полей аккумулятивных ледниковых форм рельефа. Комбинация последних с круговым Олимпийским уступом послужила основанием для отнесения МГС еще и к вулканогенно-гляциальным образованиям типа тюйя [Мелекесцев, 2021]. А очень большая (3-6 км) высота Олимпийского уступа, ограничивающего тюйя горы Олимп (центр 18° N, 113° W), служит вероятным доказательством того, что во время ее формирования мощный ледниковый покров мог находиться не только в околополярных областях Марса, но и за их пределами. Судя по распространению аккумулятивных ледниковых образований, оледенение горы Олимп было общирным (порядка 1.5-2 млн км²), а мощность ледяной толщи (до 3-6 км) в центральной части ледника соответствовала высоте Олимпийского уступа. Хорошо выделяющиеся последовательные "порции" ледникового рельефа указывают на многофазность оледенения, а их конфигурация — на четко выраженную асимметрию. В ЮЗ, З, СЗ, С и СВ секторах края ледников находились в 700—750 км от кратера вулкана, в других секторах — в 500—600 км. На максимальное (1100 км борозды Ахерон, 40° N) расстояние от центра вулкана удалены колоссальными грязекаменными потоками типа лахаров, обогащенные разноразмерным вулканическим материалом ледниковые и водноледниковые образования, которые оказались там в результате катастрофических разрушений стенок ледниковой котловины, где формировался вулкан-тюйя гора Олимп. Земной минианалог подобного процесса — катастрофические исландские йокудльхлаупы, приуроченные к заполненным льдом кальдерам, с растущими внутри них вулканами [Мелекесцев, 1980].

Как и МГС патера Альба, МГС гора Олимп полноразмерных земных аналогов не имеет. А ее минианалоги — многочисленные подледно-атмосферные тюйя современных и древних вулканических областей Земли, которые сейчас или раньше подвергаются или подвергались масштабным оледенениям: Исландия, Аляска, Камчатка и др. В очень грубом приближении, некоторым подобием тюйя гора Олимп мог быть и вулканический остров Исландия вместе со своим шельфом, в интервале 450—800 тыс. лет назад, с тремя пиками сильнейших плейстоценовых похолоданий климата Земли.

Как и у всех вулканических образований Марса, точный возраст МГС гора Олимп не определен, а приведенные в работе [Hodges, Moore, 1994] возраста, рассчитанные по разным методикам, варьируют от 0.06 до 0.25 млрд лет. Предполагается [Спарроу, 2008] даже, что вулкан гора Олимп возник всего ~30 млн лет назад. Из-за своей великолепной сохранности МГС гора Олимп, если не учитывать ее размеры, по земным меркам должна была бы завершить активный рост всего 10-20 тыс. лет назад, а длительность ее формирования составила бы максимум 2-3 млн лет [Мелекесцев и др., 1970; Мелекесцев, 1980; Новейший ..., 2005 и др.]. По долговременной средней продуктивности вулканов [Поляк, Мелекесцев, 1980] и Гавайской "горячей точки" [Мелекесцев, 1980] МГС гора Олимп могла сформироваться за 1.5-1.7 млрд лет и 24 млн лет. Последняя предпочтительнее, так как обе эти вулканические постройки возникли в результате деятельности магматических вихрей: МГС гора Олимп – марсианского, а остров – вулкан Гавайи – земного [Мелекесцев, 2020].

На изображениях Олимпийского уступа (см. рис. 1-3) хорошо видно, что после вытаивания его целостность была нарушена несколькими разновременными очень крупными сейсмотектоническими обвалами, вероятнее всего, связанными с пульсирующим характером продолжающейся эруптивной активности этого вулканического центра. Пульсации, как и на земных вулканах, предварялись и сопровождались марсотрясениями с обвалами. Грубообломочный материал обвалов распространялся, минимум, на многие десятки километров от уступа тюйя. Через образовавшиеся бреши в уступе изливались и лавы центрального щитообразного вулкана. Не исключено, что через эти "прогалы" выходили и ледники, начинавшиеся на склонах последнего. Их появлению и существованию там благоприятствоповышенное количество выпадающих вало осадков (см. выше).

В очень кратком варианте история формирования вулкано-гляциальной постройки (МГС) гора Олимп может быть представлена в следующем виде. На начальном этапе под предполагаемым существовавшим тогда мощным покровным ледником стали происходить интенсивные большеобъемные трещинные лавовые излияния. Их породы проплавили в этом ледниковом покрове огромную (500-600 км в поперечнике) полость с крутыми ледяными стенами высотой в несколько километров и начали с большой скоростью ее заполнять. На следующем этапе, в связи с уменьшением продуктивности магматической активности, произошла концентрация выноса магмы из ее очага с формированием единого подводяшего канала и огромной постройки центрального типа – щитообразного вулкана гора Олимп. На финальном этапе эруптивной активности на его вершине возникла 180-200-километровая кальдера, погребенная под щитовым вулканом с самым свежим кальдерным комплексом из четырех-пяти кальдер гавайского типа, общим размером 72 × 91 км (см. рис. 3).

Доминирующими центрами извержений лав стали радиальные трещины на склонах вулкана. Вероятно, происходили и очень мощные эксплозивные извержения с выбросом километровых в поперечнике блоков пород, слагавших вершинную часть вулкана.

Мегаморфоструктуры гор Аскрийская (11° N, 104° W; 18.1 и 14.9 км), Павонис (0.5° N, 112.5° W; 14.0 и 8.4 км), Арсия (9° S. 120.5° W; 17.7 и 11.7 км)

Совместное рассмотрение перечисленных в заглавии МГС объясняется двумя главными причинами. Во-первых, они образуют единый горный хребет Тарсис (или горы Фарсида), и все насажены на региональный тектонический разлом длиной ~1700 км. Во-вторых, они однотипные по своей геоморфологии – гигантские (объем пород построек, выраженных в рельефе, от 3.9×10^5 до 1.1×10^{6} км³) лавовые вулканы, а также самые высокие (после горы Олимп) в западном регионе. Приведенные объемы пород и слагаемых ими построек породы примерно в 10 раз больше, чем у самого крупного на Земле многофазного островавулкана Гавайи. Не случайна, вероятно, и приуроченность всех трех вулканов, образующих горный хребет Фарсида, к одноименному тектономагматическому сводообразному поднятию над гигантским "магматическим пузырем" с замерзшей коркой, прорванного по разломной зоне под этими вулканами на заключительном этапе его формирования. Ширина 1700 км сводообразного поднятия уменьшается с ЮЗ на СВ от ~1800 до ~600 км. По разработанной для земных вулканов классификации названные вулканы должны быть отнесены к щитовым и щитообразным, увенчанным огромными (размером до 120 × 100 км) кальдерами и кальдерными комплексами гавайского типа. На Земле их минианалоги – вулканы Мауна Лоа и Мауна Кеа (о. Гавайи), Этна, Плоские сопки, Николка, Большая Ипелька (Камчатка) и многие другие, объем которых не превышает 1000 км³, а размер кальдер – 10–15 км.

<u>МГС гора Аскрийская</u> (рис. 4а) — самая высокая и объемная — 1.1×10^6 км³ [Plescia, 2004], расположена на севере хребта Горы Фарсида, в 250— 300 км от его окончания. Ширина сводообразного поднятия не превышает здесь 600 км. Главный компонент МГС — огромный лавовый вулкан центрального типа со ступенчатыми террасовидными склонами крутизной до 7.4° [Plescia, 2004]. Почти круглое (330 × 350 км) основание его в C3 секторе имеет высоту над уровнем ареоида 2 км, в ЮВ секторе — около 4 км, а площадь основания порядка 91 тыс. км². Однако общая площадь МГС из-за двух очень обширных лопастей излившейся лавы больше 300 тыс. км². Из радиальных трещин вершинной части вулкана лавы распространялись на северо-восток и на юг. В пределах лавовых лопастей выделяется большое количество индивидуальных лавовых потоков. Широко представлены лавовые туннели, вскрытые лавоводы, провальные воронки. На СВ, по простиранию регионального разлома, лавы распространялись примерно на расстояние 450 км от кратера вулкана гора Аскрийская до высоты ~3 км.

Высота постройки вулкана гора Аскрийская, без учета компенсационного ее опускания в процессе формирования конуса, могла достигать 15–16 км. По представлению автора статьи, террасовидность склонов конуса вулкана можно объяснить пульсационным характером лавовых излияний и быстрым остыванием фронтов лавовых потоков из-за очень низких температур сильно разреженной атмосферы Марса. На вершине главного вулканического сооружения МГС – сложный по форме в плане кальдерный комплекс из пяти наложенных друг на друга кальдер гавайского типа и эксплозивных общим размером 62 × 67 км [Plescia, 2004]. Диаметры индивидуальных кальдер от 10-12 до 35-40 км (у центральной самой молодой и с большей вероятностью эксплозивной). Сплошные поля пирокластики хорошо видны по всему периметру вокруг кальдерного комплекса. Выброс пирокластики произошел на заключительном этапе эруптивной активности лавового комплекса. Измеренная глубина [Plescia, 2004] эксплозивной кальдеры – 3.7 км.

МГС гора Павонис (см. рис. 4б) приурочена к центральной части регионального тектонического разлома. Она ниже по абсолютной высоте своей главной постройки – лавового вулкана, на 4.2 км г. Аскрийской и меньше ее (на 0.53×10^{6} км³) по объему слагающих пород $(0.39 \times 10^6 \text{ км}^3)$. Более пологие (4.1°-4.6°) у вулкана г. Павонис и склоны конуса. Отличительная особенность основания последнего – четкость ее границ (см. рис. 4б), так как она контактирует с окружающими более молодыми лавами. Форма основания в плане округлая, размер 410 × 390 км, площадь 125–130 тыс. км². Конус вулкана г. Павонис асимметричный: в ЮЗ и СЗ секторах, расположенных на трассе регионального разлома, относительная высота постройки вулкана всего около 4 км (от 10 до 14 км). Это обусловлено высоким расположением трещин – эруптивных центров, из которых происходили массовые излияния лав. В СЗ секторе относительная высота конуса максимальная -11 км (от 3 до 14 км), на юго-западе – 8 км (от 6 до 14 км) из-за заложения вулкана на наклонной к северо-западу поверхности. Поэтому высота постройки вулкана г. Павонис должна быть порядка 5 км: примерно на 10 км меньше, чем у г. Аскрийской.

Вершина вулкана г. Павонис увенчана многочленным, сложно построенным кальдерным комплексом. Самые старые и крупные формы – 230-километровая кальдера гавайского типа с расположенным в ней щитовым вулканом округлой формы с размером основания 150 × 140 км. Центральная часть последнего была уничтожена при формировании более молодого трехчленного кальдерного комплекса общим размером 91 × 96 км [Plescia, 2004]. Его более древняя кальдера – тоже гавайская (диаметр ~90 км), более молодая (диаметр ~50 км) на вершине находящегося внутри этой кальдеры вулкана центрального типа – эксплозивная глубиной 4.8 км [Plescia, 2004].

Почти все западное подножие г. Павонис занято крупной (площадь ~20000 км²) лопастью лав, излившихся по трещине ее вершинной части при формировании 90-километровой кальдеры гавайского типа. Поэтому общую площадь МГС г. Павонис следует увеличить до 150 тыс. км². В северном секторе подножия горы очень интересным образованием является линейная волнообразно изогнутая в плане полоса шириной 30-40 км из чередующихся узких хребтиков и разделяющих их понижений. Наиболее четко выражен в рельефе юго-восточный фрагмент этой полосы (см. рис. 4б) длиной около 180 км и шириной до 40 км, ориентированный в СЗ (43°) направлении, с шестью хребтиками и пятью понижениями. Описываемая полоса более старая, чем вулкан гора Павонис, и непонятная по происхождению. По предположению автора статьи, она могла оконтуривать край обширного древнего ледника, фронт которого находился тогда в 450-500 км к СЗ от вершины вулкана горы Павонис, в то время еще не существовавшего.

<u>МГС гора Арсия</u> (см. рис. 4в) — самая древняя [Plescia, 2004] и сложная по геоморфологическому строению из возникших на хребте Тарсис, расположена на ЮЗ окончании регионального разлома в 750 км от г. Павонис. Сочленение пород и построек МГС Павонис и Арсия в осевой зоне регионального разлома на высоте 7.5 км. Главный компонент МГС вулкан гора Арсия (вулканическая постройка объемом 0.92 × 10⁵ км³) резко асимметрична по относительной высоте (размер 250×390 км) основания в разных секторах: на ЮЗ и СВ, на оси регионального разлома – около 12 км, в C3 – ~6 км, в ЮВ – ~7 км. Поэтому высота постройки конуса вулкана г. Арсия, возникшего на наклонной на СЗ подстилающей поверхности должна быть порядка 11 км, на 6 км больше, чем у г. Павонис. Оцененная автором статьи площадь основания, собственно, конуса вулкана г. Арсия — около 90 тыс. км². Однако последняя не только намного меньше площади занимаемой этим вулканом вместе с двумя огромными лопастями лавы, излившимися из трещин его вер-



Рис. 4. Космические изображения и карты МГС гор Аскрийская (а), Павонис (б), Арсия (в). Размеры их вершинных кальдерных комплексов 62 × 67, 91 × 96 и 108 × 138 км, по [Plescia, 2004]. Обычные горизонтали на картах проведены через 1 км, утолщенные – через 5 км.

шинной части, но и во много раз меньше площади МГС в целом. В северо-восточном секторе массовые излияния лавы происхолили из трешины CB (Аз. 38°) простирания, которая начиналась на высоте 11-12 км, а в юго-западном секторе – из трещины Ю–ЮЗ (Аз. 201°) простирания с высоты 10-11 км. В первом случае длина лавовой лопасти превышала 300 км, а ширина 500 км, во втором случае – длина более 350 км, а ширина достигала 500-600 км. Обе трещины располагаются на региональном разломе. Суммарная площадь обеих лопастей – больше 300 тыс. км². Излияния лав сопровожлались возникновением кальлерного комплекса размером 108 × 138 км [Plescia, 2004]. На дне главной кальдеры глубиной 1.3 км на высоте 16.3 км – трещина СВ простирания (Аз. 19°) с девятью насаженными на нее небольшими щитовыми вулканами. Склоны постройки МГС г. Арсия, как и двух других описанных выше МГС, сложены лавами с очень крупнобугристым мезорельефом. В западном секторе нижняя часть склона и лавовые покровы его подножия разорваны 300-километровым тектоническим рвом (см. рис. 4в), указывающим на формирование вулкана Арсия в условиях повышенной тектонической активности.

Судя по наличию у северо-западного подножия вулкана г. Арсия огромного поля предположительно ледниковых образований, похожих по рельефу на морены вулканов Камчатки (Кроноцкого, Корякского, Авачинского и др.), которые выросли во время верхнеплейстоценового оледенения [Мелекесцев, 1980], то же имело место, вероятно, и на описываемом вулкане. Следует также отметить, что подобные формы рельефа из недотаявших массивов "мертвого льда" и мерзлой морены хорошо видны на космическом снимке Южного полушария Марса. На месте бывшего отмершего ледникового языка, который отходил от края Южной полярной шапки и достигал крупного кратера Шмидта (центр 72° S, 79° W).

Общую площадь МГС г. Арсия можно оценить лишь приближенно, так как ее составным компонентом служит еще и огромный щитовой вулкан с трудно определяемыми внешними границами. В 1470 км к ЮЗ от кратера вулкана г. Арсия лавы щитового вулкана на высоте ~ 2 км залили дно кратера Пикеринг (центр 34° S, 133° W). В представленной статье условно принято, что на СЗ, З и ЮЗ подножие щитового вулкана на высоте от 0 до 2 км, а в остальных секторах — на высотах от 2 до 6 км. В таком варианте размер основания МГС составит 1800–2600 км, а площадь — 3.5–4 млн км².

<u>МГС гора Элизий</u> (25° N, 213° E; 14.1 и 18.1 км). Рассматриваемая МГС г. Элизий (рис. 5) с размером основания примерно 1800×1500 км и площадью порядка 2×10^6 млн км² — единственная в Восточном полушарии Марса и единственная, у ко-

торой северо-западный и северный секторы основания постройки находятся на высоте 3-4 км, поэтому абсолютная высота МГС меньше относительной. Она включает гигантский (его линейные параметры соответствуют таковым самой МГС), очень плоскосклонный щитовой вулкан, полупогребенную кальдеру гавайского типа диаметром около 400 км и расположенный в ней шитообразный вулкан г. Элизий высотой 14.1 км с кратером диаметром 14 км и глубиной 0.1 км [Plescia, 2004]. Средняя крутизна склонов вулкана — 7° , а измеренный [Plescia, 2004] объем постройки равен 2 × $\times 10^5$ км³. Общий же объем изверженных порол МГС в десятки раз больше. Первичные склоны щитовых и щитообразных вулканов сложены лавой с типичным для таких вулканических образований крупнобугристым мезорельефом. Однако на большой площади лавы перекрыты мощной толщей перенесенного ветром эолового и взрывного материала. Последний выброшен при падении метеоритов разных размеров при образовании импактных кратеров, которых здесь несколько десятков, в том числе, крупных, диаметром до 50-60 км.

Лавы щитового вулкана обтекают, не погребая, и два крупных более древних купола – вулкана (по терминологии в работе [Бурба, 1981]) – Альбор (Albor Tholus) и Гекаты (Hecates Tholus)). Они тоже лавовые, по земным меркам, весьма крупные, но в десятки раз меньше, чем описанные выше (МГС г. Арсия). Размер видимого основания у первого из них – 157×164 км, высота 4.2 км, объем 29 × 10^3 км³, у второго, соответственно, – 187×177 км, 6.6 км и 67×10^3 км³: это примерно в 6 и 11 раз больше, чем у крупнейшей на Камчатке Ключевской группы вулканов – 5×10^3 км³ [Мелекесцев, 1980].

Завершая рассмотрение марсианских МГС, можно однозначно утверждать, что точных, полноразмерных их аналогов, выраженных в рельефе, на земной суше и дне океанов нет. Фрагменты и следы подобных мегаморфоструктур однозначно не выявлены и не описаны в геологических толщах не только мезокайнозоя, но и палеозоя. То же относится пока и к более древним эпохам Земли. Мало их и на Марсе (всего шесть). Приведенный в работе [Hodges, Moore, 1994 и др.] возраст для этих вулканических образований и их составных частей отличается очень большим (0.03 до 3.6 млрд лет) разбросом. Изотопные датировки пород отсутствуют.

Обращает внимание, что пять из шести рассмотренных МГС приурочены к огромному сводообразному вулканотектоническому поднятию в приэкваториальной зоне Западного полушария с центром (13° S, 105° W) в районе плато Сирия. Поднятие имеет овальную форму размером с запада на восток, по горизонтали 6 км, около 2600 км, а се-



Рис. 5. Космические изображения и карта МГС гора Элизий. ЕМ – конус в. Элизий, Н и А – частично погребенные конусы куполов-вулканов Гекаты и Альбор. Ниже горизонтали 0 км – горизонтали с отметками –1 и –2 км. Диаметр кратера в. Элизий равен 14 км, глубина – 0.1 км, по [Plescia, 2004].

вер-юг – 1600 км. Причем, это поднятие является антиполальным по отношению к наиболее молодой астроблеме в Восточном полушарии – равнине Исиды (Isida Planitia), которая появилась, вероятно, позже, чем хуже сохранившиеся и более древние астроблемы – равнины Эллада (Hellas Platinia) и Аргир (Argyr Platinia) в конце этапа исключительно интенсивной импактной бомбардировки Южного (преимущественно) полушария Марса. Координаты ее центра – 13° N, 90° Е. Диаметр заполненного лавой дна по горизонтали – 1050-1100 км, а диаметры бровки окружающего уступа — около 1600 км и поверхностной зоны воздействия – 2500–2600 км. По предположению автора статьи, антиподальное расположение астроблемы равнина Исида и вулканотектонического поднятия с центром в районе плато Сирия может указывать и на их генетическую связь. Падение астероида привело не только к появлению астроблемы, но и явилось причиной возникновения на противоположной стороне планеты антиподальной структуры в виде огромного вулканотектонического поднятия с высотой на своде более 6 км и формированию там описанных выше мегаморфоструктур и ледниковых покровов. По аналогии с сильно кратеризованной Луной, где большинство изотопных датировок ее пород дают возраст в интервале 4.0-3.9 млрд лет, многие исследователи [Везерилл, 1975; Tera, Wassenburg, 1974 и др.] считают, что тогда сильнейшая метеоритная бомбардировка происходила и на других планетах. И сам этап такой бомбардировки был относительно коротким, но весьма важным в истории развития последних. На Земле, согласно работе [Резанов, 1990], он привел к дополнительному разогреву и перемешиванию верхних и нижних слоев первичной водородной атмосферы, а в итоге к ее удалению и замене вторичной углекислой. Резко уменьшились из-за удаленной первичной атмосферы дополнительное давление на подстилающую поверхность и ее температура. То же самое, вероятно, произошло и на Марсе. Там по периметру зоны интенсивной метеоритной бомбардировки тогда и возникли рассматриваемые мегаморфоструктуры, а также ледниковые покровы. Их прекрасная сохранность, несмотря на столь древний возраст, может объясняться очень малой скоростью процессов разрушения по сравнению с земными, где такие формы, если они и были образованы, предположительно, давно уничтожены. Но могли и сохраниться в виде небольших фрагментов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представленная статья является первой и пока единственной, подготовленной для публикации в журнале "Вулканология и сейсмология", которая посвящена вулканам Марса. Хотя, как выяснилось, около 50 лет назад после полетов на Марс космических аппаратов разных стран количество выраженных в рельефе вулканических построек там не меньше, чем на Земле в современную эпоху. Однако, в вулканологическом отношении планета Марс, во многом однотипная с Землей, изучена пока намного слабее.

Поэтому названная статья, в которой рассматриваются пока только крупнейшие марсианские вулканотектонические МГС, служит, своего рода, призывом и толчком к детальному исследованию всех остальных, разных по параметрам, типам и происхождению вулканических форм, имеющихся на Марсе. Тем более, что материалов для этого достаточно: есть большое количество космических изображений поверхности Марса, опубликованных гипсометрических и геологических карт разного масштаба, созданы глобусы Марса. Разработаны методы обработки полученных данных. Консультации по возникающим вопросам можно, вероятно, получить в ГЕОХИ и ИКИ РАН, где подобные исследования планет проводятся уже давно.

Изучение вулканов на Марсе необходимо в настоящее время и еще по одной причине — планируемой там в ближайшие десятилетия высадке людей.

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор выражает благодарности О.В. Дирксену — за обсуждение проблемы и помощь в подборе материалов для статьи, Р.Р. Курмашовой — за подбор и оформление материалов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Базилевский А.Т., Нойкум Г., Иванов Б.А. и др. Морфология и геологическое строение западной части вулкана Олимп на Марсе по результатам анализа снимков, полученных камерой HRSC KA MARS EXPRESS // Астрономический вестник. 2005. Т. 39. № 2. С. 99–116.

Бурба Г.А. Номенклатура деталей рельефа Марса. М.: Наука, 1981. 86 с.

Везерилл Г.В. Доморское кратерообразование и ранняя история Солнечной системы // Космохимия Луны и планет. М.: Наука, 1975. С. 411–425.

Влодавец В.И. Справочник по вулканологии. М.: Наука, 1984. 340 с.

Гипсометрическая карта Марса / Составитель Ю.А. Илюхина. М.: Государственный астрономический институт им. П.К. Штернберга, МГУ, 2004.

Ксанофомалити Л.В. Парад планет. М.: Физматлит, 1997. 256 с.

Макаренко Г.Ф. Траппы в структуре материков. М.: Наука, 1983. 208 с.

Маров М.Я. Планеты Солнечной системы. М.: Физматлит, 1981. 256 с.

Марс: великое противостояние / Под ред. В.Г. Сурдина. М.: Физматлит, 2004. С. 199–207.

Мелекесцев И.В. Вулканизм и рельефообразование. М.: Наука, 1980. 212 с.

Мелекесцев И.В. Плиоцен-плейстоценовые глубоководные вулканы Северо-Западной Пацифики // Вулканология и сейсмология. 2020. № 1. С. 20–32.

Мелекесцев И.В. Гигантская вулкано-гляциальная постройка (тюйя) гора Олимп как индикатор древнего крупного оледенения Марса // Геоморфология. 2021. № 2. С. 79–89.

Мелекесцев И.В., Краевая Т.С., Брайцева О.А. Рельеф и отложения молодых вулканических районов Камчатки. М.: Наука, 1970. 103 с. *Мелекесцев И.В., Слезин Ю.Б.* Магматические суперпотоки Берингова моря. Часть 1. Природная модель, геолого-геоморфологические признаки // Вулканология и сейсмология. 2017а. № 1. С. 3–16.

Мелекесцев И.В., Слезин Ю.Б. Магматические суперпотоки Берингова моря. Часть 2. Механизм формирования и движения, особенности эволюции во времени и пространстве // Вулканология и сейсмология. 20176. № 2. С. 14–23.

Новейший и современный вулканизм на территории России / Под ред. Н.П. Лаверова. М.: Наука, 2005. 604 с.

Поверхность Марса / Под ред. А.В. Сидоренко. М.: Наука, 1980. 240 с.

Поляк Б.Г., Мелекесцев И.В. Продуктивность вулканов // Вулканология и сейсмология. 1980. № 5. С. 22–37.

Резанов И.А. Ранняя история Земли // Препринт № 30. М.: ИИЕТ АН СССР, 1990. 76 с.

Родионова Ж.Ф. Краткая история карты Марса // Марс: Великое противостояние. М.: Физматлит, 2004. С. 183–198.

Спарроу Дж. Планеты. Путешествие по Солнечной системе. СПб.: ТИД "Амфора", 2008. 224 с.

Сурдин В.Г. К Марсу! // Марс: Великое противостояние / Под ред. В.Г. Сурдина. М.: Физматлит, 2004. С. 208–213.

Флоренский К.П., Базилевский А.Т., Кузьмин Р.О., Черная И.М. Результаты геолого-геоморфологического анализа некоторых фотографий марсианской поверхности, полученных автоматическими станциями "Mapc-4" и "Mapc-5" // Космические исследования. 1975. Т. XIII. № 1. С. 67–76.

Флоренский К.П., Базилевский А.Т., Бобина Н.Н. и др. Опыт геолого-геоморфологического картографирования марсианской поверхности // Геодезия и картография. 1976. № 5. С. 46–48.

Флоренский К.П., Базилевский А.Т., Бобина Н.Н. и др. Поверхность Марса // Поверхность Марса / Под ред. Н.П. Лаверова. М.: Наука, 1980. С. 107–149.

Штейнберг Г.С. О строении кратера Альфонс // Докл. АН СССР. 1967. Т. 125. № 12. С. 319–322.

Basilensky A.T., Werner S.C., Nenkum G. et al. Geogically recent tectonic, volcanic and fluvial activity on the eastern flanc of the Olympus Mons Volcano, Mars // Geophis. Res. Letters. 2006. V. 39. L 13201. P. 1–4. https://doi.org/10.1029/2006GL026396

Erlich E.N., Gorshkov G.S., Melekestsev I.V., Steinberg G.S. The structure of the lunar Crater Tsiolkovsky // Modern Geology. 1970. V. 1. P. 197–201.

Erlich E.N., Melekestsev I.V., Steinberg G.S. General Peculiarities of Lunar Volcanism // Modern Geology. 1974. V. 5. P. 31–43.

Greeley R. Guidelook to the Hawaiian Planetology Conference, August, 1974 // U.S. National Aeronautics and Space Administration Technical Memorandum TM X-62362. 1974. 257 p.

Hodges C.A., Moore H.J. Atlas of volcanic landforms on Mars // U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1534. 1994. 194 p.

Mouginis-Mark P.J., Wilson L. Late-stage intrusive activity at Olimpus Mons, Mars: summit inflation and giante dike formation // Icarus 319. 2019. P. 459–469.

Plescia J.B. Morfometric properties of Martian Volcanoes // J. Geophys. Res. 2004. V. 109. E 03003. P. 1–26. https://doi.org/10.1029/2002JE002031

Scott D.H. Geologic Map of Pavonis Mons Volcano, Mars // U.S. Geol. Surv. Misc. Invest. Ser. Map. I-1802A-1998.

Scott D.H., Zimbelman J.R. Geological Map of Arsia Mons Volcano, Mars // U.S. Geol. Surv. Misc. Invest. Ser. Map. I-2561-1995.

Tanaca K.L., Fortezzo C.M. Geological Map of the North Polar Region of Mars. 2012.

Tera F., Wassenburg G.T. Prog. 5th Lunnar Sci. Conf. 1974. V. 2. P. 1571–1599.

Zimbelman J.R. Volcanism on Mars // Encyclopedia of Volcanoes / Eds H. Sigurdsson, B. Hougthon, S.R. McNutt. London: Academic Press, 2000. P. 771–783.

Giant Martian Volcano-Tectonic Megamorphic Structures of the Central Type and Their Probable Small Terrestrial Analogues

I. V. Melekestsev*, **

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

*e-mail: dirksen@kscnet.ru **e-mail: kurmrr@kscnet.ru

The article shows that neither on the ground nor on the bottom of the seas there are no today topographical volcano-tectonical megamorphic structures similar in size, composition and origin to those giant morphic structures with volume of their building up rocks of $1-2.4 \times 10^6$ km³ revealed on Mars (patera Alba, Mount Olympus, Arsia, Askrian, Pavlina, Elysium). Fragments and traces of such formations have not been unambiguously revealed and described in geological strata of both Meso-Cenozoic and Paleozoic. The same applies to the older epochs of the Earth. The components of the relief of the Martian megamorphic structures are roughly similar in their form to very strongly enlarged copies of long-known and repeatedly described terrestrial volcanic structures – large shield, shield-like, and substantially lava volcanoes, lava domes, as well as calderas of different types. Although the structures of the listed types of volcanoes are not morphologically identical to their Martian analogues, they are smaller in height of their structures, and their slopes are steeper. Calderas are many times shallower. The age of Martian volcanic forms is much older. A unique formation is the megamorphic structure of Mount Olympus, which was formed in a large glacial cover, and in the formation of which the glacial processes also took a significant part. It is attributed to megamorphic structures of the giant type. Its small analogues are different in age and parameters glacial-subarctic tuyas, which suffered glaciation in the volcanic regions of the Earth.

Keywords: Mars, Earth, crater, shield volcano, Mount Olympus, patera Alba, Etna, Mauna Loa, Ploskaya Dalnaya Sopka, tuya

ПАМЯТИ ЧЛЕНА РЕДКОЛЛЕГИИ ЖУРНАЛА "ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ" ЧЛЕНА-КОРРЕСПОНДЕНТА РАН БОРИСА ВУЛЬФОВИЧА ЛЕВИНА

DOI: 10.31857/S0203030623960015, EDN: MPVRKV



14 декабря 2022 г. ушел из жизни Борис Вульфович Левин — крупный ученый-геофизик, членкорреспондент РАН, доктор физико-математических наук.

Левин Борис Вульфович в 1959 г. окончил Московский горный институт (сегодня – Горный институт НИТУ "МИСиС"). Работал в качестве инженера-взрывника в ПЭУ треста "Союзвзрывпром", а затем в Институте горного дела им. А.А. Скочинского. В 1970 г. защитил кандидатскую диссертацию и перешел в 1971 г. во ВНИИОФИ Госстандарта СССР в лабораторию профессора Л.В. Альтшулера, одного из основателей советского атомного проекта. Работал в ИГД им. А.А. Скочинского, где защитил докторскую диссертацию в 1990 г. Затем работал в Государственном океанографическом институте Росгидромета СССР, был заведующим отделом наук о Земле РФФИ с 1993 по 2003 гг. Много лет Б.В. Левин посвятил организации науки на Сахалине: работал заведующим сейсмоцунами станцией "Курильск", затем зав. лабораторией в САХКНИИ ДВНЦ АН СССР. С 2004-2015 гг. занимал посты председателя Сахалинского научного центра ДВО РАН и директора Института морской геологии и геофизики ДВО РАН. За время своей деятельности на посту директора Б.В. Левин обеспечил условия для радикального "омоложения" коллектива института. Этому способствовали его инициативы, направленные на подготовку кадров высшей квалификации в области геофизики и океанологии. В 2005 г. при ИМГиГ ДВО РАН организован диссертационный совет по защите докторских диссертаций.

Борис Вульфович внес существенный вклад в изучение физики взрыва, в решение проблем проведения проходческих работ в пластах горных пород, деформированных горным давлением. Главной темой его научных изысканий была физика цунами. Под руководством Б.В. Левина получило развитие важное научное направление физика генерации цунами подводными землетрясениями и нелинейные эффекты в очаге цунами. Он был лидером научной школы "Механизм генерации цунами и моретрясений подводными землетрясениями, методы моделирования и прогноза". Занимал пост руководителя Сахалинского филиала Российского экспертного совета по прогнозу землетрясений; являлся заместителем главного редактора журнала "Тихоокеанская геология", членом редколлегий журналов "Вулканология и сейсмология", "Вестник ДВО РАН", "Вестник Северо-Восточного научного центра", главным редактором нового научного журнала "Геосистемы переходных зон". Левин Борис Вульфович — автор более 300 публикаций, в том числе 7 монографий и 8 авторских свидетельств был активным популяризатором науки.

Успешная научная и научно-организационная деятельность Бориса Вульфовича отмечена ме-

далью Ордена "За заслуги перед Отечеством" II степени.

Борис Вульфович был интеллигентным, творческим и теплым человеком, он был романтиком, поэтом, бардом, умел дружить и располагать к себе людей. Б.В. Левин занимался альпинизмом и горовосхождениями, мастер спорта СССР по альпинизму с 1964 г.

Память о крупном ученом и замечательном человеке Борисе Вульфовиче Левине навсегда сохранится в сердцах коллег и друзей.

Редколлегия журнала "Вулканология и сейсмология"

ТЕМАТИКА ЖУРНАЛА И ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРОВ

DOI: 10.31857/S0203030623960027, EDN: MTLVQQ

Журнал "Вулканология и сейсмология" рассчитан на вулканологов, сейсмологов, геологов, геофизиков, геохимиков и читателей других специальностей, интересующихся проблемами вулканизма, сейсмичности и глубинных процессов вулканических областей.

В журнале освещаются следующие вопросы:

 современная наземная и подводная вулканическая деятельность, продукты вулканических извержений, строение вулканов и их "корней", сейсмические и другие наблюдения на активных вулканах, предсказание вулканических извержений;

 неоген-четвертичный вулканизм; развитие вулканических центров, эволюция вулканизма в истории Земли;

 петрология изверженных пород, происхождение магм;

 – геохимия вулканических, поствулканических процессов и связанное с ними минерало- и рудообразование;

 – геотермия и гидротермальные системы вулканических областей;

 сейсмологические наблюдения, сейсмичность, современные движения, глубинное строение и геодинамика зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану и других вулканических областей;

 – физика землетрясения и сейсмического процесса; сейсмический прогноз;

— механизм глубинной магматической деятельности и вулканических извержений.

В журнале "Вулканология и сейсмология" помещаются статьи, содержащие законченные, еще не опубликованные результаты теоретических и экспериментальных работ, обзорные статьи, краткие сообщения по тематике журнала.

Авторы, направляющие статьи и краткие сообщения в журнал "Вулканология и сейсмология", должны соблюдать следующие обязательные правила.

1. Работа представляется в окончательно подготовленном для печати виде. В редакцию присылается электронный вариант (таблицы doc — в папке, рисунки jpg — в папке, макет статьи doc (вставить в конце статьи таблицы и рисунки с подписями)) на е-mail редакции: volcanology@inbox.ru, а также через портал редакционно-издательской системы https://publish.sciencejournals.ru. Объем статей не должен превышать одного авторского листа (до 24–28 печатных страницы, включая текст, список литературы, подписи к рисункам и таблицы), краткие сообщения – половины авторского листа. Количество рисунков не должно превышать 8 (восемь) рисунков на авторский лист.

2. К статье (в электронном варианте) прикладываются следующие сопроводительные документы: 1) сопроводительное письмо от организации, в которой данное исследование проводилось, 2) Договор о передаче авторского права для английской версии и Лицензионный договор для русской версии, 3) сведения об авторах статьи.

3. Рукописи должны быть напечатаны на компьютере шрифтом Times New Roman 12 через полтора интервала с оставлением полей с левой и правой стороны. Все страницы должны быть пронумерованы, включая текст, список литературы, таблицы и подписи к рисункам. Все упоминаемые в статье величины и единицы измерения должны соответствовать стандартным обозначениям. В тексте статьи не допускаются сокращения (кроме стандартных), сокращенные названия поясняются при первом упоминании. Десятичные знаки пишутся через точку (например, 0.001); млн, млрд, мин, с, м, см – без точки; тыс., вес. %, мас. % – с точкой.

4. Список литературы формируется в алфавитном порядке – сначала русские фамилии, затем иностранные. Фамилии и Инициалы автора(ов). Полное название книги (Название сборника). Город: Издательство, Год. Общее количество страниц (например, 123 с.) или Фамилии и Инициалы автора(ов). Полное название статьи // Название журнала. Год. Т. 1. № 1. С. 11-22. В тексте статьи ссылка дается в квадратных скобках [Фамилия, год], если авторов больше двух [Фамилия первого автора и др., год], если работа приводится без авторов [Первое слово Названия работы ..., год], иностранные фамилии даются на языке оригинала. Например, [Иванов, 2011; Семенов, Белов, 2018; Петров и др., 2012; Сейсмические ..., 2015; Benioff, 1951; Scholz, Campos, 2012; Holschneider et al., 2012].

5. Иллюстрированный материал должен быть выполнен качественно, сканированные и заимствованные из других работ рисунки не принимаются. На картах обязательно указывать масштаб. На рисунках должно быть указано минимальное, соответствующее изложению в тексте, количество буквенных и цифровых обозначений, а также рисунки должны содержать минимальное количество надписей. Большая их часть дается под соответствующей подписью к рисунку. Включение в статью карт, разрезов и фотографий допускается лишь в полном соответствии с текстом. В подрисуночной подписи не допускается воспроизведение не буквенных знаков (штриховка, кружки, треугольники и т. д.). В номерах условных обозначений цифры даются прямым шрифтом, а буквы курсивом.

6. В связи с тем, что публикация английской версии Журнала дает ему международный статус, к качеству и оформлению рукописей предъявляются повышенные требования. Стиль изложения материала должен быть достаточно прост, четок и понятен для адекватного перевода на английский язык.

Статья оформляется следующим образом: УДК 551...

НАЗВАНИЕ РАБОТЫ

© 2023 г. И. И. Иванов^{1, *}, П. П. Петров^{2, **}, С. С. Сидоров^{3, ***}

¹Название Института, почтовый адрес, Москва, индекс Россия

²Название Института, почтовый адрес, Санкт-Петербург, индекс Россия ³Название Института, почтовый адрес, Екатеринбург, индекс Россия

Поступила в редакцию

Аннотация до половины печатной страницы

Ключевые слова: 5-6 слов.

Текст статьи с разделами, отражающими ее содержание (например, Введение, Формулировка научной задачи. Исходные данные, Фактический материал, Методы исследования, Результаты исследования, Результаты и их обсуждение, Заключение), Список литературы, перевод (от Названия работы до Ключевых слов включительно), в конце статьи вставляются Таблицы и Рисунки с подрисуночными подписями. Заголовки первого уровня набираются прямым заглавным шрифтом в центре строки, заголовки второго уровня - курсивом в центре строки, заголовки третьего уровня – подчеркивание в начале абзаца (если заголовков планируется больше, то допускается заголовок полужирным шрифтом строчными буквами в центре строки).

7. Редакция сохраняет за собой право сокращать присылаемые статьи и подвергать их правке!

8. Статьи, оформленные без соблюдения настоящих правил, возвращаются авторам без рассмотрения.