

ISSN 0203-0306

Номер 5

Сентябрь - Октябрь 2023



ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ



www.sciencejournals.ru



СОДЕРЖАНИЕ

Номер 5, 2023

Характер магматизма, гидротермально-метасоматических
и фильтрационно-транспортных процессов
в ураноносных вулканогенных структурах

В. А. Петров, О. В. Андреева, В. В. Полуэктов

3

Особенности геологического строения и состава пород вулкана
Кроноцкого — крупнейшего стратовулкана фронтальной
зоны Восточного вулканического пояса Камчатки

Н. В. Горбач, А. Н. Rogozin

26

Тефра с островного внутриплитно-океанического вулкана
Кумбре-Вьяха (извержение 2021 г.)

*В. И. Силаев, Г. А. Карпов, А. С. Шуйский, А. Ф. Хазов,
Г. В. Игнатьев, С. Н. Шанина, Б. А. Макеев,
И. В. Смолева, Д. В. Киселёва*

46

Условия образования эпитермальной минерализации Кыплатапского
вулканического поля (Центральная Чукотка)

*А. В. Волков, А. Г. Пилицын, В. Ю. Прокофьев,
А. А. Доломанова-Тополь, К. Ю. Мурашов*

63

Модель поверхности сейсмического разрыва землетрясения “Чигник”
(Аляска, США) 29.07.2021 по данным спутниковой
радарной интерферометрии и ГНСС

А. М. Конвисар, В. О. Михайлов, М. С. Волкова, В. Б. Смирнов

74

Основы феноменологической теории землетрясений

А. В. Гульельми, Б. И. Клайн, А. Д. Завьялов, О. Д. Зотов

84

УДК 551.2:553.49:550.4:551.2:550.428

ХАРАКТЕР МАГМАТИЗМА, ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ И ФИЛЬТРАЦИОННО-ТРАНСПОРТНЫХ ПРОЦЕССОВ В УРАНОНОСНЫХ ВУЛКАНОГЕННЫХ СТРУКТУРАХ

© 2023 г. В. А. Петров^a, *, О. В. Андреева^a, В. В. Полуэктов^a

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

*e-mail: vlad243@igem.ru

Поступила в редакцию 03.05.2023 г.

После доработки 08.06.2023 г.

Принята к публикации 27.06.2023 г.

Создание уточненной концептуальной модели формирования урановых месторождений вулканогенного типа включает в себя исследования характера магматических, гидротермально-метасоматических и фильтрационно-транспортных процессов, а также физико-химических условий переноса и отложения урана. Эти вопросы рассмотрены нами на примерах Стрельцовской кальдеры и одноименного рудного поля в Восточном Забайкалье, Сианшаньской (Xiangshan) вулканической структуры в Южном Китае и кальдеры МакДермитт (McDermitt) на западе США (штаты Орегон и Невада). По классификации МАГАТЭ [Geological Classification ..., 2018] эти рудные поля и месторождения относятся к вулканогенному (volcanic-related) типу, а в Стрельцовском и Сианшаньском рудных полях наблюдается сочетание вулканогенного в чехле и гранитного (granite-related) в фундаменте типов месторождений. Основная часть промышленных месторождений урана вулканогенного типа в перечисленных регионах формировалась в течение мезозойской и кайнозойской эпох (хотя в мире известны более древние, палеозойские, объекты). Несмотря на разные временные интервалы образования рудоносных вулканогенных построек, многие черты проявлений в них магматических, гидротермальных и фильтрационно-транспортных процессов весьма близки. Предполагается, что эти особенности обусловлены общим влиянием внутриплитных тектонических режимов или эволюцией внешних частей зон океан-континент, где магматическая активность продуцировала вулканизм бимодальной серии в преобладающей последовательности базиты — кислые вулканы — базиты, а миграция уранотранспортирующих флюидов задавалась солидарным воздействием сейсмогеодинамических и термоконвективных процессов.

Ключевые слова: вулканогенные урановые месторождения, внутриплитные геодинамические режимы, фильтрационно-транспортные процессы, сейсмогеодинамические и термоконвективные процессы, околорудные метасоматиты, кислотные и низкокислотные фации метасоматитов

DOI: 10.31857/S0203030623700281, EDN: FMFGTV

МАГМАТИЗМ УРАНОНОСНЫХ КАЛЬДЕР И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ ВМЕЩАЮЩИХ ОРУДЕНЕНИЕ ИНТРУЗИВНЫХ И ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Большинство исследователей признают ведущую роль в урановом рудообразовании магматических пород кислого субщелочного состава (как эффузивных, так и интрузивных разной степени абиссальности), имеющих вышекларковые содержания урана, а также и других некогерентных и рудных элементов: Mo, Cu, Au, Ag, Pb, Zn, Sn, W, Li и др. [Cuney, 2014; Henrey et al., 2017]. Субщелочные (peralkaline) эффузивные и субвулканические породы распространены в разных по возрасту областях континентального вулканизма

Земли, в пределах континентальных рифтогенных систем, а также в тыловых частях Тихоокеанского активного вулканического кольца [Магматические ..., 1987; Геохимия ..., 1984; Cuney, 2014]. Они формируют основной объем кальдер мезозойско-кайнозойского и более древних возрастов. Их отличительной особенностью является обогащенность летучими компонентами и, прежде всего, фтором (что особенно отчетливо выражено в Восточном Забайкалье и в Монголии). Породы калиевой серии являются вмещающими и, возможно, имеют парагенетические взаимосвязи с разнообразными, кроме урана, полезными ископаемыми (Au, Mo, Cu, Ag) во многих рудных районах (Перу, Боливия, Западные штаты США, Юго-Восточный Китай, Забайкалье, Хинган

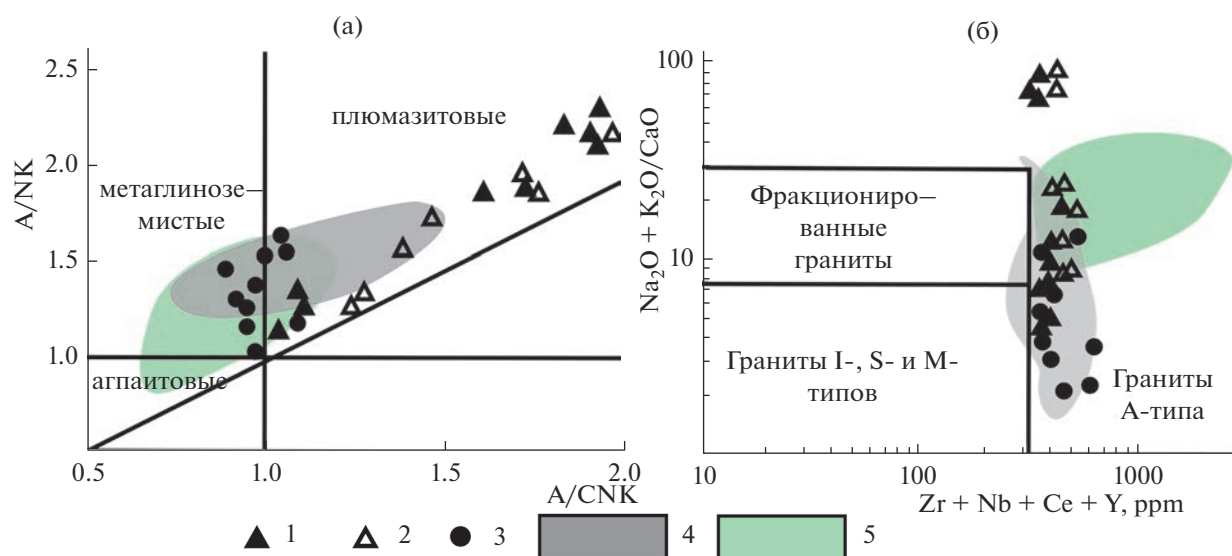


Рис. 1. Составы кислых и субщелочных эффузивных пород Стрельцовой кальдеры, а также Сианшань и МакДермитт [Петров и др., 2022], на диаграммах A/CNK – A/NK , (по [Maniar, Piccoli, 1989]), $\text{A/CNK} = \text{Al}/(\text{Na} + \text{K} + 2\text{Ca})$, $\text{A/NK} = \text{Al}/(\text{Na} + \text{K})$ (а) и дискриминационная диаграмма (по [Whalen et al., 1987]) с данными по составам эффузивов кальдер Стрельцовой (значки), Сианшань и МакДермитт (в виде полей составов) (б). 1, 2 – риолиты Стрельцовой кальдеры, 3 – жильные и субвулканические сиениты и кварцевые монциты той же кальдеры, 4 – риолиты и риодациты структуры Сианшань, 5 – риолиты и игнимбриты кальдеры МакДермитт.

и Аргунская зона Северо-Восточного Китая и др.) [Геохимия ..., 1984; Спиридонов и др., 2006; Xu et al., 2013; Gou et al., 2019]. По ряду геохимических характеристик эти породы соответствуют гранитам А-типа (“анорогенные граниты” по [Eby, 1990]) (рис. 1).

Метаалюминиевые, умеренно пералюминиевые и субщелочные (peralkaline) калиевые риолиты, трахириолиты, трахириодациты, а также экструзивные сиениты, кварцевые сиениты, реже риолитовые дайки и купола, относящиеся к этому типу магматических пород характерны практически для всех регионов распространения вулканогенных месторождений урана в Восточном Забайкалье, Юго-Восточном Китае, в западных штатах США и некоторых других регионах проявлений мезозойско-кайнозойской и более древней магматической активности.

Предполагается, что пералкалиновые расплавы, обладающие высокой степенью поляризации, легко растворяют высокозарядные некогерентные элементы (U, Th, Zr, REE, Nb и др.) [Peiffert, 1996; Cuney, 2014 и др.], и в ходе дифференциации этих магм перечисленные элементы осаждаются, входя в состав аксессуарных минералов, в том числе и уранинита. В дальнейшем уран в благоприятной структурно-тектонической среде выщелачивается из этих минералов метеорными или гидротермальными окислительными водами и при наличии восстановителей может образовывать скопления урановых руд. Кроме того, уран легко выщелачивается из стекловатого матрикса эффу-

зивных, обогащенных калием пород, часто содержащих вышекларковые количества урана. В связи с вулканами пералюминиевого состава известно только незначительное количество объектов, среди которых можно упомянуть небольшое месторождение Макусани (Перу), локализованное в игнимбритах кислого риолитового состава, и бериллиевое месторождение Спор Маунтин (США), где урановая минерализация имеет подчиненное значение. Существенно калиевый тип вулканитов ураноносных вулканических построек отчетливо выражен на классификационной диаграмме калий–кремнезем (рис. 2).

Вулканические породы кислого состава ураноносных кальдер значительно обогащены несовместимыми элементами, Li, Rb, Ta, U, а также F при резком снижении Ba и Sr, относительно верхней континентальной коры. На спайдер-диаграммах кислых и субщелочных пород Стрельцовой кальдеры [Петров и др., 2017; Андреева и др., 2020] и кальдер Сианшань [Jiang et al., 2005; Yang et al., 2010; Bonnetti et al., 2020] и МакДермитт фиксируются минимумы Ba, Sr, Eu, Ti, вероятно, связанные с фракционированием из расплава полевых шпатов, титаномagnetита или сфена. Высокая степень фракционирования для риолитов, риодацитов, трахириолитов, а также экструзивных сиенитов и кварцевых сиенитов, выражена также в обогащении их LREE и отчетливой отрицательной Eu аномалией (рис. 3).

Общие содержания урана в риолитах Стрельцовой кальдеры колеблются от 4 до 23 ppm по на-

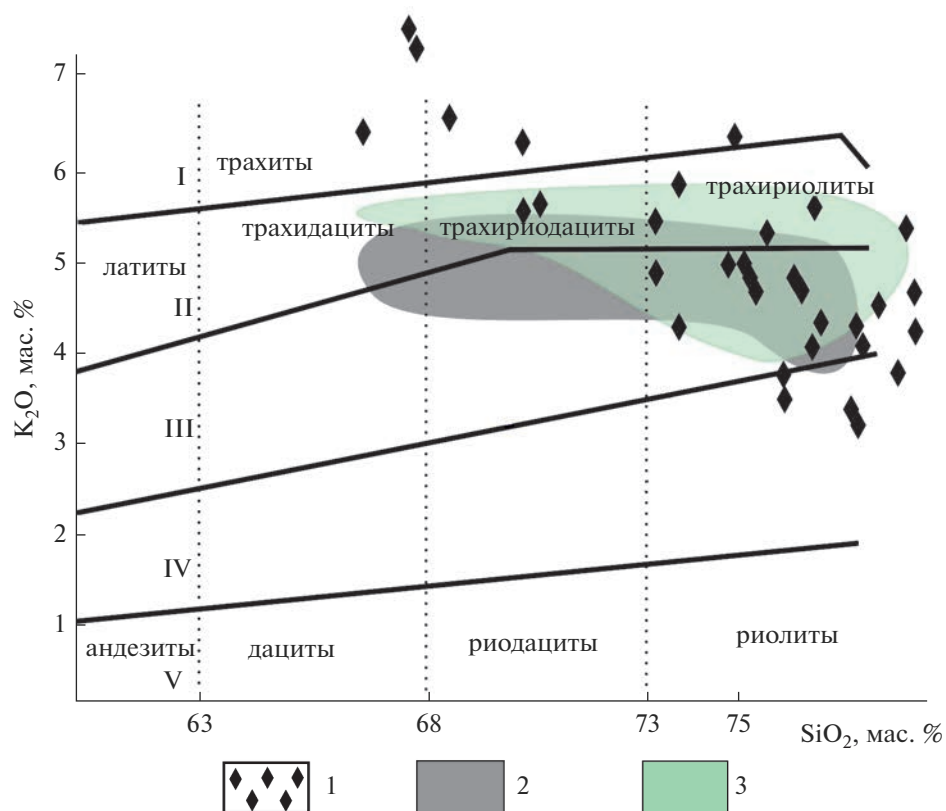


Рис. 2. Диаграмма K_2O-SiO_2 для пород завершающей фазы вулканизма кальдер Стрельцовой (1), Сианшань (2), МакДермитт (3).

I–V – серии пород: I – калиевая щелочная, II – субщелочная (латитовая, шошонитовая), III – высококалийная известково-щелочная, IV – известково-щелочная, V – толеитовая. Классификация – по [Pecserillo, Taylor, 1976].

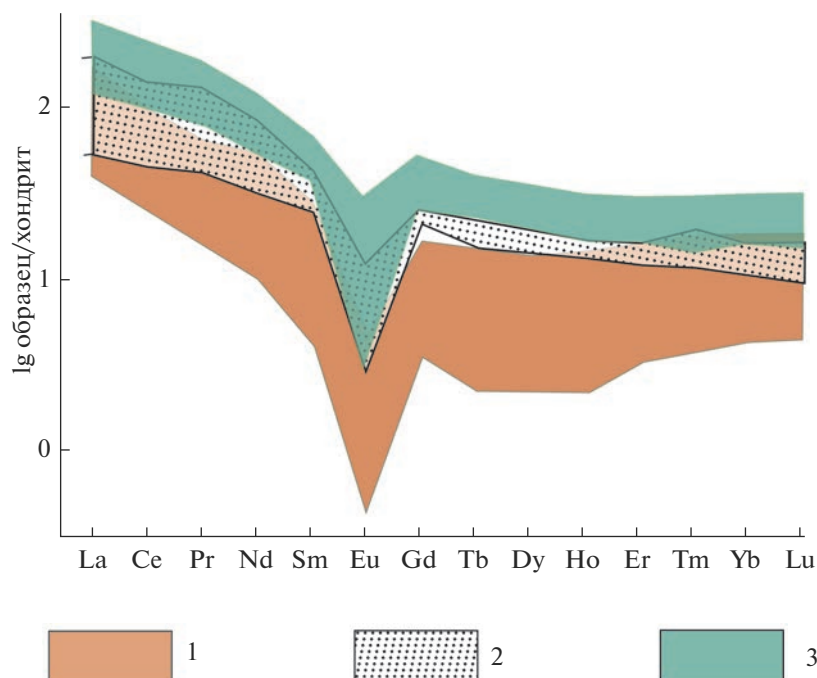


Рис. 3. Спектры РЗЭ для вмещающих пород кислого и субщелочного составов в ураноносных структурах Стрельцовой, Сианшань и МакДермитт.

1 – Стрельцовская кальдера, 2 – структура Сианшань, 3 – кальдера МакДермитт (по [Петров и др., 2022]).

шим данным и от 6.5 до 28 ppm (по [Chabiron et al., 2001, 2003]), а в расплавных включениях концентрация урана достигает 26 ppm [Наумов и др., 2011] и 42.09 ppm [Chabiron et al., 2003]. Сведения о еще более высоких содержаниях урана в стеклах кислого состава содержатся в работе [Gray et al., 2011], где сообщается о значительном обогащении ураном остаточных расплавных включений в позднепалеозойских риолитах мелкого U-месторождения в штате Брансвик в Канаде. Во включениях из вкрапленников полевых шпатов содержание урана достигают 34 ppm, а в остаточных расплавах в вакуолях стекловатой основной массы оно возрастает до 95 ppm. По-видимому, обогащенные ураном стекловатые матрицы эффузивных пород, легко теряющие его при любых поствулканических преобразованиях, старении и раскристаллизации, действительно могут служить одним из его источников (наряду с интрузивными телами и кристаллическими породами основания вулканических сооружений) [Пэк и др., 2020; Petrov et al., 2022]. Однако этот процесс может состояться только в благоприятной структурно-геологической обстановке, которая допускает интенсивное проникновение окисленных вод метеорного происхождения, а также и смешения их с гидротермальными флюидами внутри значительных объемов вмещающих пород разного: эффузивного, метаморфического (в основании кальдер) или интрузивного состава. Вопросу взаимосвязи магматизма ураноносных кальдер и процессов миграции рудоносных растворов ниже посвящен специальный раздел статьи.

Возможность извлечения урана из пород с выше- и близкларковыми содержаниями урана и формирования так называемых “рабочих” растворов, из которых могут откладываться оксиды и силикаты урана (при наличии восстановителей U^{+6}), вполне доказана рядом экспериментальных работ (см. ниже). Вероятно, формирование руд других металлов (Mo, Cu, Ag, Au и пр.), свойственное тем же областям континентального вулканизма, не требует предварительного выщелачивания их из вмещающих пород и осуществляется согласно иным механизмам (этот вопрос находится вне обсуждения в настоящей работе).

Происхождение обогащенных калием вулканитов ураноносных кальдер (риолитов, риодацитов, трахириолитов) исследователями трактуется несколько различно. Так, для Сианшаньского рудного поля [Jiang et al., 2005; Cuney, 2014] предполагалось их образование путем частичного плавления главным образом чарнокитовой нижней коры в условиях субдукции и возможном внедрении разогретого мантийного материала. В дальнейшем [Bonnetti et al., 2020; Guo et al., 2020] в качестве еще одного источника рассматривалась возможность частичного плавления метаморфического фундамента вулканического сооружения ме-

зозой-палеозой-протерозойского возраста. Для Стрельцовой кальдеры изучение изотопно-геохимического (Nd и Sr) состава вмещающих оруденение пород показало, что наиболее обогащенные ураном калиевые риолиты являются скорее всего поздними кислыми дифференциатами латитовой серии магматитов, но, возможно, отчасти наследуют и составы континентальной коры [Коваленко и др., 2014, 2015].

Изотопное датирование в ближайших к Стрельцовой кальдере районах развития редкометальных Li-F гранитов и их субвулканических аналогов (145.7–140.6 млн лет) послужило одной из причин появления гипотезы об общем как для кислых эффузивов Стрельцовой кальдеры, так и для редкометальных гранитов очаге, индуцировавшем также и урановое оруденение [Лаверов и др., 2012]. Однако эволюционные процессы в позднеюрских-раннемеловых лейкократовых и редкометальных Li-F гранитах кукульбейского комплекса, как показано многими исследованиями (см. ссылки в работах [Андреева и др., 2020; Петров и др., 2022]), привели в итоге к заметному обогащению пород некоторыми редкими элементами (Ta, Nb, Li, Be) и не имели существенного значения для концентрирования урана. Этот элемент, по-видимому, остается в основном в малоподвижном (U^{IV}) состоянии в составе акцессорных минералов биотитовых и двуслюдяных гранитов восстановленного (ильменитового) типа, к которому и относятся гранитоиды кукульбейского комплекса. При дальнейшем застывании магматических тел U^{IV} в восстановительных гидротермальных (ниже 500°C) условиях умеренной кислотности не образует растворимых соединений и не способен к интенсивной миграции.

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ ВНУТРИ УРАНОНОСНЫХ КАЛЬДЕР

Постоянной и повторяющейся во многих рудоносных кальдерах особенностью урановых месторождений вулканогенного типа является широкое распространение в них почти всего спектра низкотемпературных метасоматитов, известных в рудных месторождениях эндогенного типа. Особенно интенсивно гидротермальная проработка пород выражена в Стрельцовой кальдере, хотя с теми или иными вариациями аналогичные гидротермальные преобразования развиты повсеместно и не обязательно являются свойством только урановых месторождений. Мощности измененных пород в Стрельцовой кальдере достигают десятков, иногда — первых сотен метров, и абсолютно свежие неизменные разности вмещающих пород обнаруживаются с большим трудом.

Для метасоматических процессов в ураноносных кальдерах возможно выделение трех основ-

ных эпизодов в развитии постмагматической гидротермальной активности.

1) Предрудные метасоматические преобразования (главным образом обширная иллитизация), не содержащие скоплений рудных (урановых) минералов, или сопровождающиеся жилами ранних генераций сульфидов. Для большинства месторождений Стрельцовского и Сианшанского рудных полей характерно развитие обширных и протяженных (до первых километров) ореолов иллитовых изменений вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород. Главным типоморфным минералом метасоматитов являются смешанослойные иллит-сметиты преимущественно с незначительным (до 15%) содержанием разбухающих межслоев, которые особенно характерны для месторождений в восточной части Стрельцовской кальдеры. Судя по литературным источникам, в Сианшанском рудном поле преобладают серициты и слаборазбухающие иллиты. В кальдере МакДермитт большее распространение имеют глинистые минералы. Одна из отличительных особенностей дорудных метасоматитов состоит в незначительном содержании пирита, а имеющееся Fe связано в карбонатах, анкерите или сидерите. Метасоматиты ультракислого типа для дорудных метасоматитов не характерны, хотя единичные находки алунита в них вполне возможны, что является результатом окисления сульфидов или, что менее вероятно, присутствием в виде реликтовых остатков приповерхностных гидротермальных преобразований.

2) Рудосопровождающие преобразования – альбитизация, карбонатизация, флюоритизация, бертьеринизация (бертьерин – $7 \text{ \AA}$ химический аналог Fe-хлорита) и окварцевание во многих случаях совпадают по времени с собственно рудными стадиями. Из них наибольшее значение как индикатор урановой минерализации имеет альбитизация. Она предшествует массовому формированию основного уранинит-настуранового оруденения и сопряжена с отложением браннерита при подчиненном значении настурана и еще более редкого ураноторита [Андреева и др., 2022]. Наиболее контрастные проявления альбитового метасоматоза, имеющего как метасоматический, так и метасоматически-прожилковый характер, известны на урановых месторождениях Стрельцовского (Восточное Забайкалье) и Сианшанского (Южный Китай) рудных полях, но альбит также обнаружен и в других месторождениях урана жильного типа разных регионов и возрастов (сводка в работе [Андреева и др., 2022]). Спутником урановых минералов (браннерита) могут быть торийсодержащие минералы, причем в месторождениях Сианшаня содержания тория достигают 1900 ppm [Bonnetti et al., 2020]. Появлению альбитовых метасоматитов низкотемпературного (около 200°C) типа и миграции урана и

тория благоприятствуют условия повышенной щелочности и активности Na во флюиде. Этому способствуют также явления сейсмоструктоники, включая приоткрывание разломно-трещинных систем, резкий сброс давления (декомпрессия) и дегазация, которые сопровождаются интенсивным выщелачиванием Na из вмещающих пород. Дегазация, кроме того, сопровождается резким скачком значений pH флюида. При этом в натровой щелочной среде, вероятно, могут образовываться легкоподвижные комплексные соединения натриевых трикарбоната урана и тетра- и пентакарбонатов тория, которые, разрушаясь, способствуют выпадению минералов урана и тория. В наиболее изученной Стрельцовской кальдере на уровнях ниже 1800 м от современной поверхности альбитовые метасоматиты не встречены. Основная рудная стадия с настураном и коффином развивается позже и сопровождается формированием ореолов и прожилков разнообразных, преимущественно железистых, карбонатов, бертьерина, гематита, флюорита.

3) Пострудные изменения, которые выражены в развитии глинистых минералов: смектитов, каолинита, диккита, смешанослойных минералов, Li-тосудита, бертьерина, а также карбонатов, адюляра, цеолитов. Например, проявления смешанослойного Li-тосудита более характерны для западной части Стрельцовской кальдеры (Аргунское месторождение), где содержания Li_2O в глинистой фракции измененных пород (тосудит $\pm$ каолинит, смектит) достигает 0.7 мас. %.

Главные каналы поступления гидротерм чаще всего располагались во внутренних частях ураноносных кальдер, что справедливо для Стрельцовского рудного поля и, отчасти, кальдеры МакДермитт, и были связаны с жерлами отдельных вулканов. Участки развития низкотемпературных аргиллизитов в Стрельцовской кальдере более характерны для ее периферических зон и проявляются спорадически при режиме растекания основных флюидопотоков в условиях последовательного центростремительного приоткрывания флюидопроводящих структур. Этот тектонодинамический механизм в деталях описан также для Дорнотской вулканотектонической структуры в Монголии [Petrov et al., 2022]. Однако, в Сианшанском рудном поле концентрация рудных тел и вмещающих их метасоматитов происходит по периферии и в северо-западной части, что, вероятно, связано со сложным мозаично-блоковым строением вмещающего вулканокупольного сооружения.

ПРОЦЕССЫ МИГРАЦИИ РУДООБРАЗУЮЩИХ ФЛЮИДОВ В ВУЛКАНОГЕННЫХ СТРУКТУРАХ

В настоящее время происходят знаковые изменения в алгоритме обоснования поисково-раз-

ведочных работ на уран от “классической” описательной структурно-формационной классификации МАГАТЭ, содержащей 15 типов, 37 подтипов и 14 классов урановых месторождений [Geological Classification ..., 2018], к геолого-генетическим моделям месторождений (моделям урановых минеральных систем) с акцентом выявления состава и свойств рудоносных флюидов [Descriptive Uranium ..., 2020]. Геолого-генетические модели, основанные на минерально-системном подходе, открывают новую страницу в урановой геологии и создают новые перспективы в поисках и разведке минеральных ресурсов и воспроизводству минерально-сырьевой базы для ядерной энергетики России.

Концепция минеральных систем была предложена в работе [Wyborn et al., 1994, p. 109] в качестве мультидисциплинарного подхода, ориентированного на анализ “всех геологических факторов, которые контролируют формирование и сохранность минеральных месторождений, с особым вниманием к процессам мобилизации рудных компонентов из их источника, транспортирования и аккумуляции в более концентрированной форме и сохранности в последующей геологической истории”.

Методология минеральных систем успешно использовалась при анализе условий формирования рудных месторождений различных генетических типов [Pirajno, 2009, 2016; Hagemann et al., 2016; Huston, 2016]. В приложении к металлогении урана она была сформулирована в работе [Skirrow et al., 2009, p. 2, 17] для группировки минеральных систем урановых месторождений по параметрам, “подчеркивавшим общие черты в процессах формирования урановых месторождений”, с особым вниманием к условиям транспорта урана водными флюидами, т. к. “в формировании почти всех крупных месторождений урана участвовали водные флюиды ... различия в геологических обстановках формирования флюидов и путях их миграции предопределяли разнообразие типов урановых месторождений”. Принятая в работе [Skirrow et al., 2009] систематизация параметров урановых минеральных систем конкретизирует известную парадигму “источник → транспорт → отложение” с акцентом на процессах флюидного массопереноса.

Наряду с этим практика применения минерально-системного подхода показала, что одной из нерешенных фундаментальных проблем уранового рудообразования является часто наблюдаемое в ураноносных минеральных системах смешение рудообразующих флюидов магматогенной, метаморфогенной и метеорной природы [Descriptive Uranium ..., 2020]. Так, например, в формировании крупнотоннажных месторождений вулканогенного типа, относимых к системам, связанным с магматизмом, принимают участие не только магма-

тические и магмато-гидротермальные флюиды, но также метеорные и морские воды. Это “роднит” ураноносные вулканогенные минеральные системы (магматогенные) с осадочными и приповерхностными системами, включающими калькриты, месторождения песчаникового типа и типа структурных несогласий.

Наш подход к решению проблемы смешения рудообразующих флюидов в ураноносных минеральных системах вулканогенной природы состоит в реконструкции солидарного развития флюидодинамических и сейсмогеодинамических процессов при учете механизмов тепломассопереноса и структурообразующей роли напорных флюидов.

Одной из пионерских работ, посвященных взаимодействию гидротермальных, метеорных и базальных растворов в напорных гидродинамических палеоартезианских урановых рудообразующих системах областей континентального вулканизма, является работа Н.П. Лаверова и И.В. Чернышева [1977]. Была выдвинута гипотеза генетической связи вулканизма и рудообразования, согласно которой “магматические очаги, на раннем этапе своего развития поставляющие вулканический материал, на стадии консолидации являлись источником урана, фтора, молибдена и других сопутствующих компонентов молибден-урановых месторождений”. При этом палеогидродинамические обстановки рудообразования связаны с “термоартезианскими системами вулканических депрессий, определявшими условия мобилизации рассеянных рудных компонентов, их миграцию и положение полей разгрузки продуктивных гидротерм”. Иллюстрацией гипотезы (рис. 4) служили материалы по рудным районам, локализованным в депрессиях вулканического происхождения, субвулканических, гипабиссальных интрузивах и вулканических куполах кислых-субщелочных пород кальдерных построек (Бабайтагский, Чаулийский и Стрельцовский районы), обобщенные в докторской диссертации Н.П. Лаверова [1972].

Важная роль флюидов метеорной природы в рудообразовании установлена для урановых месторождений вулканогенного типа в Сианшаньском рудном поле [Guo et al., 2020]. В этой работе показано, что, хотя точная последовательность геологических событий является дискуссионным вопросом, но большинство исследователей сходится во мнении, что месторождения урана в бассейне Сианшань — это структурно-контролируемая гидротермальная минерализация, сформированная в рудовмещающих вулканических породах ~125–70 млн лет назад со значительным отрывом (>10 млн лет) от завершающих стадий вулканической деятельности. Вклад вулканических пород в рудообразование состоит в том, что они выступают в качестве одного из источников урана из-за относительно высокого его содержания. Такая

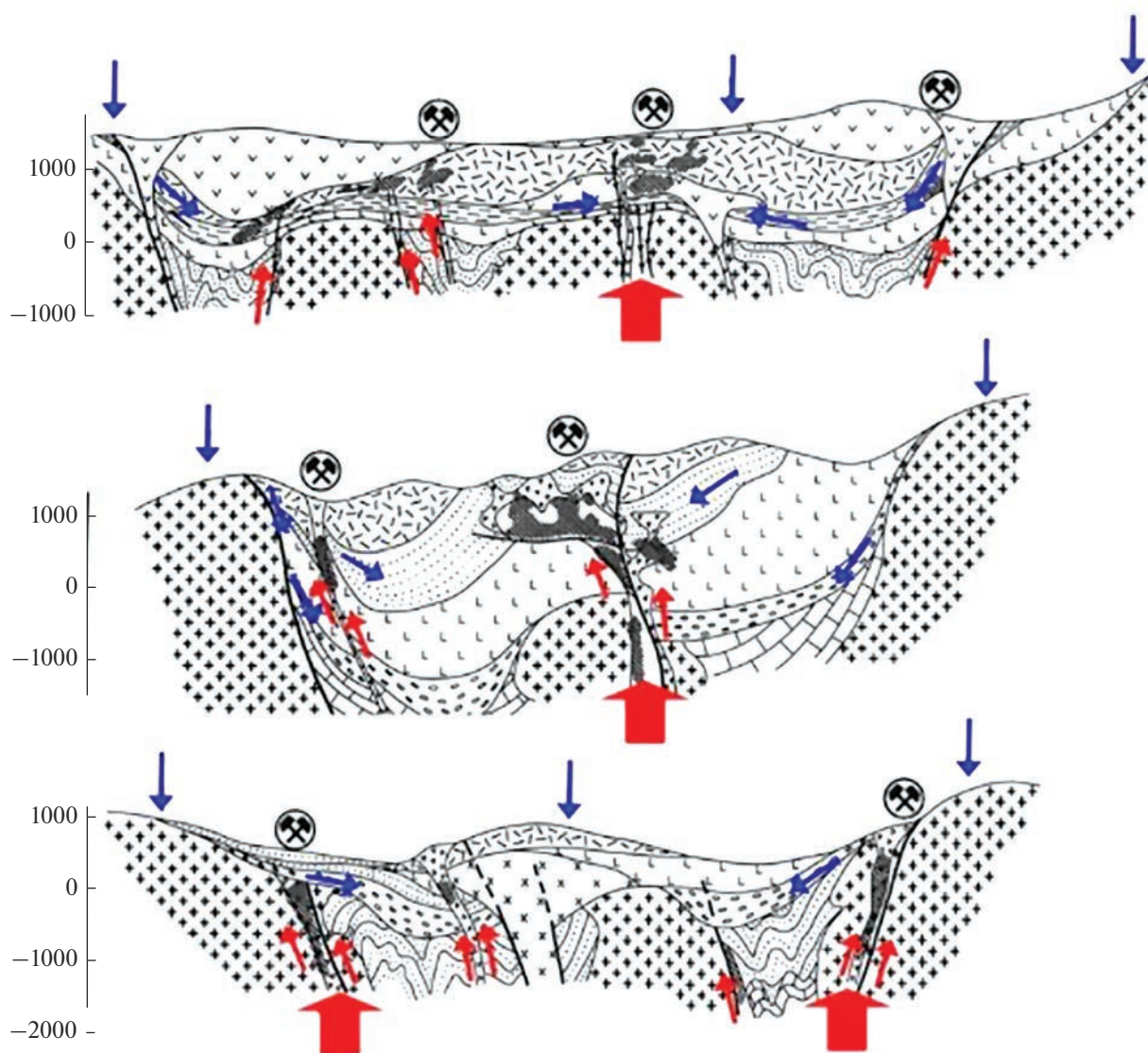


Рис. 4. Контроль разрывными нарушениями потоков гидротермальных (красные стрелки) и метеорных (синие стрелки) растворов, взаимодействие которых приводит к рудообразованию в напорных термоартезианских системах вулканотектонических структур (по [Лаверов, 1972]).

модель подразумевает извлечение урана из вулканических пород кислородсодержащими растворами, проникающими по ранее сформированным разломам, которые за счет реактивации в обстановке рифтогенного растяжения получают гидравлическую связь с поверхностью. Наличие разрывных структур, формирующихся в вулканическом бассейне, является важным фактором, контролирующим поток рудообразующих флюидов. Проведен детальный анализ материалов по природе рудоносных флюидов, включая метеорные воды и магматический флюид. Показано преимущественно метеорное происхождение рудообразующего флюида, о чем свидетельствуют изотопные данные по водороду и кислороду (рис. 5).

Таким образом, минерализация урана в Сианшане связывается с проникновением и глубокой циркуляцией метеорных вод, взаимодействующих с вулканическими породами, тогда как первичным магматическим флюидам отводится незначительная роль в процессах минералообразования. Наряду с этим указывается, что данные по изотопии кислорода были в основном расчетными, а не измеренными. Это вносит существенную неопределенность в их интерпретацию из-за различных выбранных уравнений фракционирования изотопов кислорода в растворах, а также использованных средних температур гомогенизации по включениям в минералах.

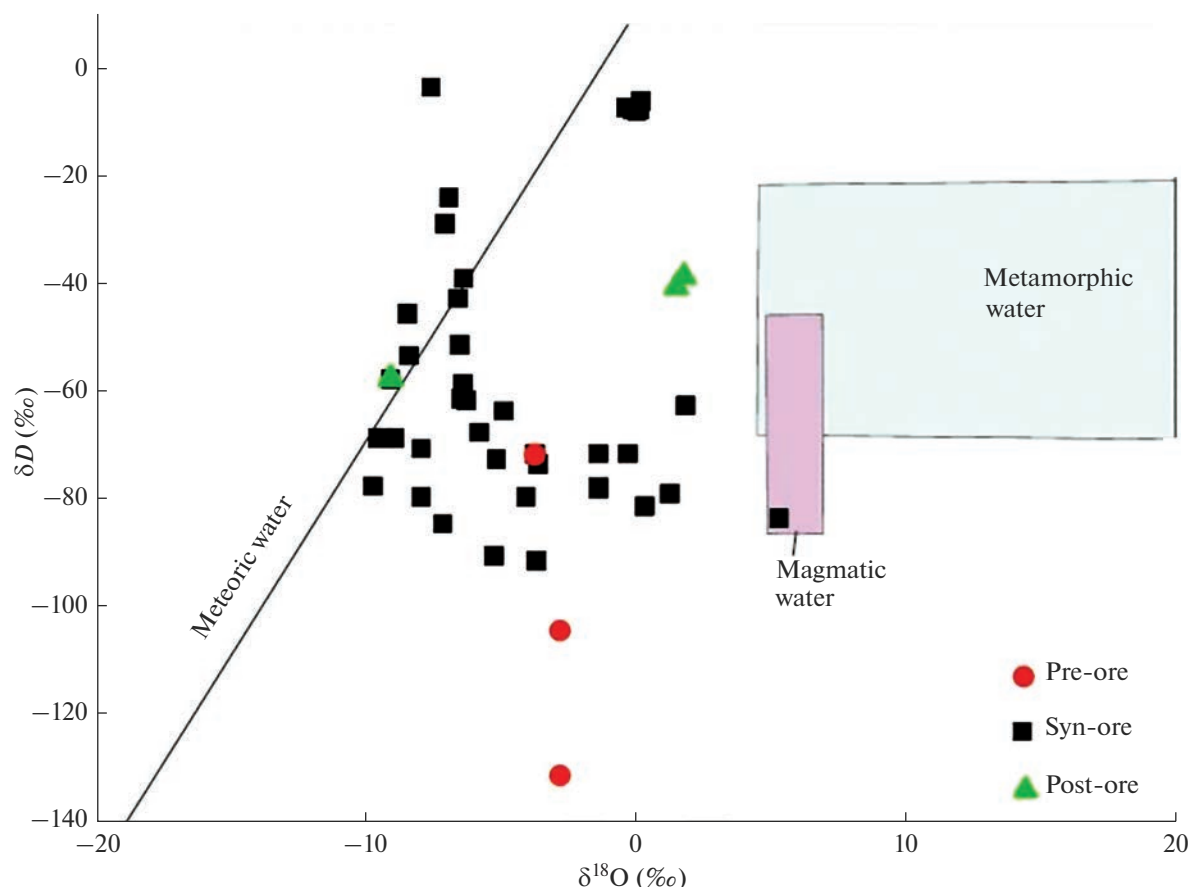


Рис. 5. Изотопия флюидов, ассоциирующих с урановой минерализацией в Сианшаньском рудном поле, иллюстрирующая тот факт, что рудообразующие флюиды имеют метеорную природу (по [Guo et al., 2020]). Pre-ore, syn-ore и post-ore – дорудная, синрудная и пострудная минерализация соответственно.

В последнее время получила развитие иная точка зрения, основанная на тесной пространственно-временной взаимосвязи между красноцветами в бассейнах накопления осадков и урановой минерализацией в Южном Китае. Так, в работе [Chi et al., 2020] предполагается, что рудообразующие флюиды являются базальными. Прежде чем проникнуть в нижележащие вулканические породы и выщелачивать уран в результате реакции флюид-порода, метеорные воды, возможно, сначала накапливались в осадочном бассейне с красноцветами, где эволюционировали в высокосолёные окисляющие флюиды, богатые Cl из-за реакции с эвапоритами (гипс и соль). Это подтверждается LA-ICP-MS анализом флюидных включений во флюорите и кварце в урановых рудах месторождения Зуиашань, показавшим обогащённость флюида Cl и U (12.7–58.5 ppm) при относительно высокой летучести кислорода.

Обзор геологических материалов по урановым месторождениям Сианшаньского рудного поля, предпринятый в работе [Guo et al., 2020], привел к выводу о том, что ключевые факторы, контролирующие урановую минерализацию, связаны с

сочетанием малоглубинных (развитие окислительных флюидов в толще красноцветов и разрывные структуры в вулканических породах) и глубинных (термическая активность, связанная с основным магматизмом) геологических процессов. Предполагается, что метеорные воды проникали в высокопроницаемые горизонты красноцветов и в обстановке бассейна накопления превращались в кислородсодержащие высокосолёные базальные растворы. Окисляющие флюиды далее циркулировали в вулканическом бассейне по разрывным структурам и извлекали уран из вулканических пород. Тепло, выделяемое внутрикоровым очагом магмы основного состава, в результате тепловой конвекции на восходящей ветви перемещали флюиды из глубоких источников, а на нисходящей ветви способствовали вовлечению метеорных и базальных растворов в процесс рудообразования (рис. 6).

Таким образом, циркуляция рудообразующего флюида в минеральной системе вулканогенных месторождений Сианшаньского рудного поля может быть обусловлена флюидопотоками, перемещение которых в пространстве и времени

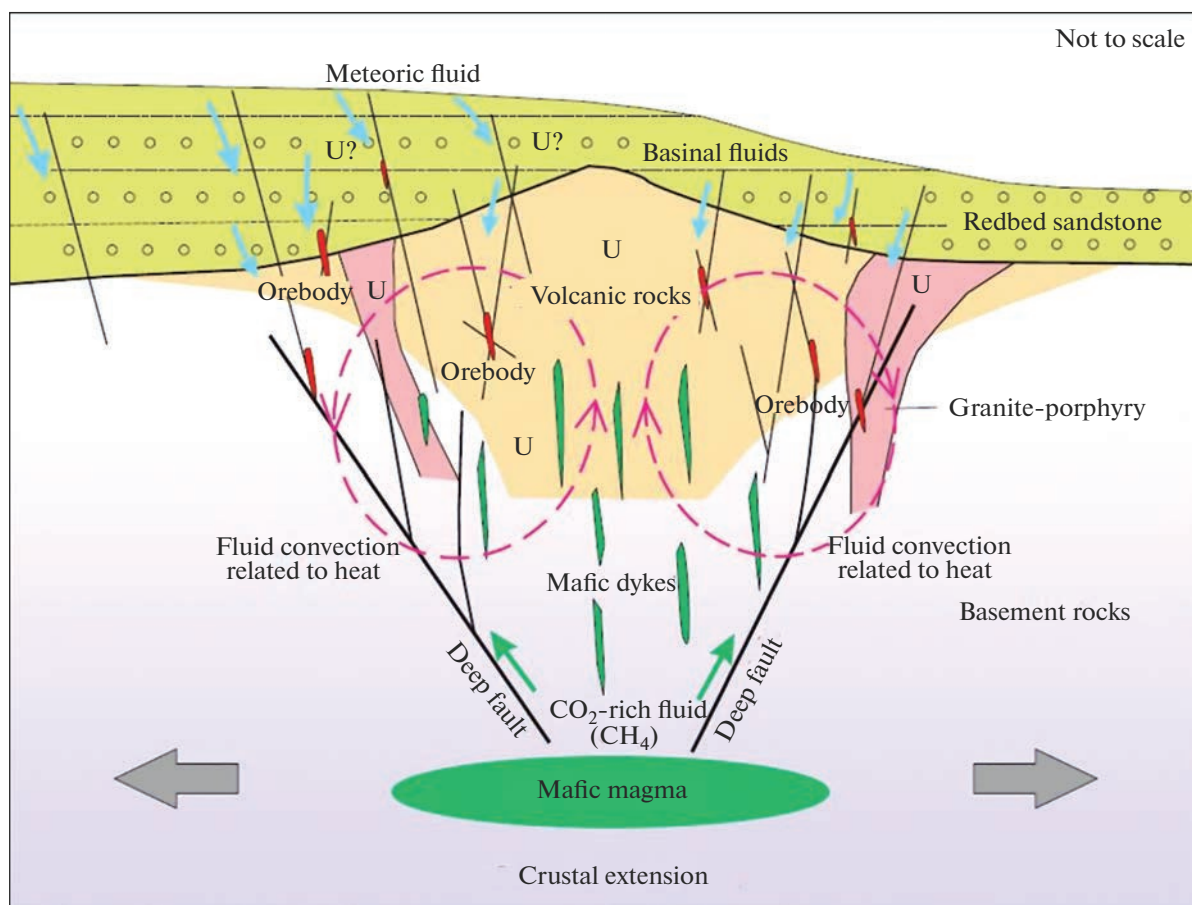


Рис. 6. Концептуальная модель рудообразования для урановых месторождений Сианшаньского рудного поля, показывающая, что толщи красноцветных пород и верхнекоровый магматический очаг являются элементами минеральной системы, задаваемой свободной тепловой конвекцией флюидов разной природы [Guo et al., 2020].

определяется такими факторами, как тектонические преобразования пород и тепловая конвекция флюидов [Chi et al., 2020].

Яркой иллюстрацией функционирования подкальдерного очага кристаллизующейся магмы, генерирующей магматические флюиды, которые смешиваются с гидротермальными флюидами, и, мигрируя вверх по восстанию единым потоком, взаимодействуют с метеорными водами в результате термоконвекции, происходящей на фоне интенсивно развивающихся сеймотектонических процессов, являются материалы по урановмещающей кальдере МакДермитт. Она находится на ЮЗ фланге трассы Йеллоустонской горячей точки и приурочена к западному крылу субмеридионально ориентированной Невадской рифтовой зоны в области ее замыкания (рис. 7).

Интеграция геофизических и геологических данных, приведенных в работах [Pierce, Morgan, 2009; Smith et al., 2009; Henry et al., 2017], показывает, что горячая точка Йеллоустона возникла в результате взаимодействия мантийного плюма с продвигающейся в юго-западном направлении

Североамериканской плитой. Этот процесс сильно модифицировал континентальную литосферу магматическими и тектоническими событиями и породил протяженную (~700 км) вулканическую систему Йеллоустун–Снейк Ривер Плейн (YSRP), объединяющую (см. рис. 7) вулканогенные структуры с возрастом от 16–17 млн лет (кальдера МакДермитт на юго-западе) до современного (кальдера Йеллоустон на северо-востоке).

Магматическая активность вокруг кальдеры МакДермитт началась с извержений базальта Стинса (между 16.85 и 16.74 млн лет назад) и прогрессировала до извержения туфов МакДермитт (около 16.39 ± 0.02 млн лет), а затем формировались посткальдерные исландиты (примерно 16.1 млн лет назад). Туфы Уайтхорс-Крик извергались около 15.7 млн лет назад предположительно к северо-западу от кальдеры. Самая молодая магматическая активность в районе кальдеры представлена высокоглиноземистыми оливин-толеитовыми лавами с возрастом 14.9 ± 0.74 млн лет. Рудная минерализация, представленная киноварью в шахте МакДермитт (около 16.6 млн лет назад) и насту-

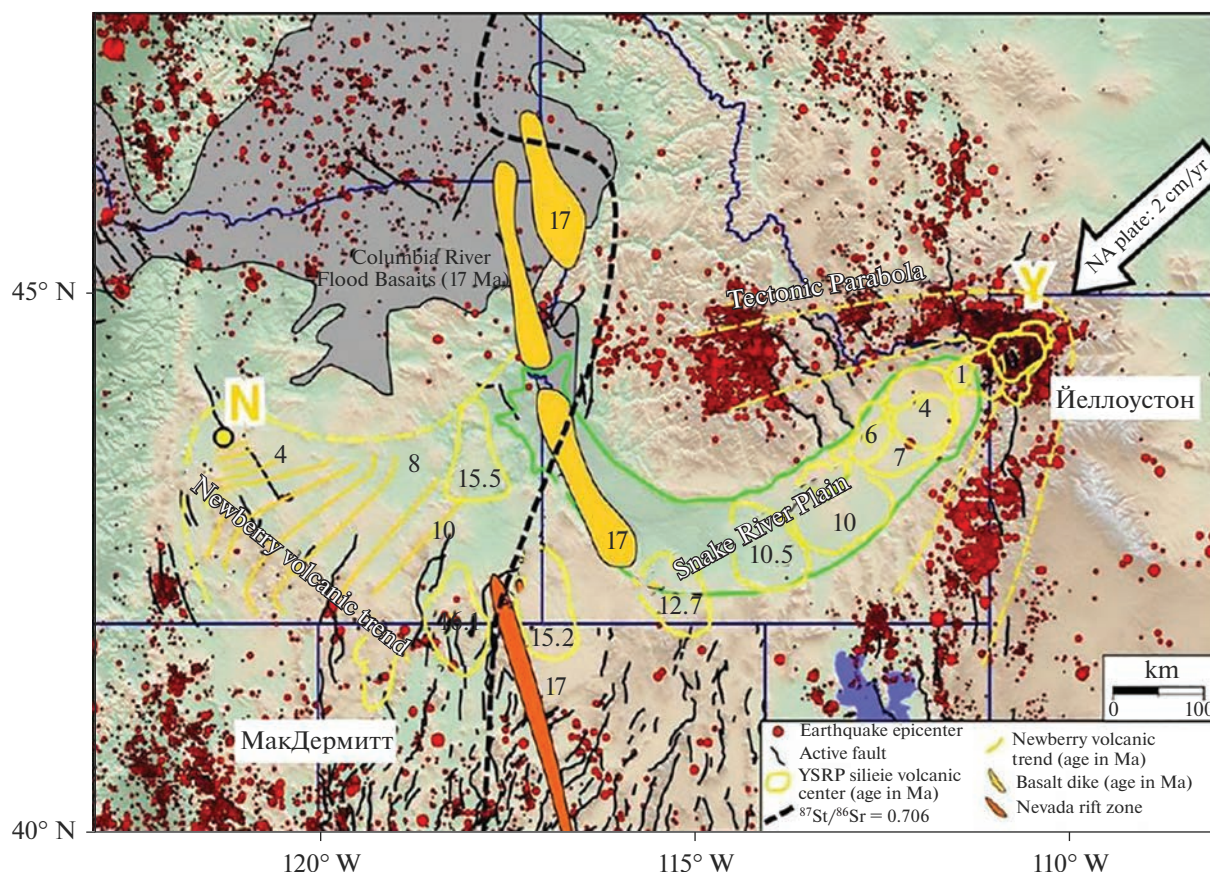


Рис. 7. “Тектоническая парабола” Йеллоустона, формируемая эпицентрами землетрясений [Smith et al., 2009]. YSRP – система вулканических аппаратов кислого состава плато Йеллоустон–Снейк Ривер (Yellowstone–Snake River Plain). Параллельно рифту фиксируется граница отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, значение которого 0.706 интерпретируется как раздел между континентальной литосферой на востоке и океанической литосферой на западе. Скорость продвижения континентальной плиты в ЮЗ направлении составляла от 2 до 4.5 см/год.

раном месторождения Мунлайт (около 16.3 млн лет назад), формировалась практически одновременно с основным импульсом магматической активности, но литиевая минерализация образовалась позднее (14.87 ± 0.05 млн лет назад) [Henry et al., 2017].

Поскольку информация о соучастии в формировании рудной минерализации сейсмотектонических и флюидодинамических процессов в кальдере МакДермитт практически отсутствует, то пользуясь принципом аналогии, предпримем реконструкцию этих процессов на примере активной в настоящее время системы кальдеры Йеллоустон.

Более чем 80-летняя история мониторинговых высокоточных геодезических наблюдений за движением земной поверхности в районе Йеллоустона показывает, что проседания и поднятия происходят с амплитудой в среднем ~ 2 см/год, что связывается с гидротермально-магматическими воздействиями. Эпизод ускоренного подъема поверхности Йеллоустонской кальдеры со ско-

ростью до 7 см/год за период 2004–2009 гг. был смоделирован как результат подъема кровли магматической камеры [Smith et al., 2009]. Форма и размер камеры, расположенной под Йеллоустонской кальдерой на глубине от 6 до 16 км, и сопровождающего объема газонасыщенных пород установлены с помощью сейсмической томографии (рис. 8). Предполагается, что содержание магматического расплава в камере может составлять от 5 до 15% [Husen et al., 2004].

С учетом установленных в работе [Waite, Smith, 2002] процессов миграции флюидов на фоне региональной сейсмической активности и проседания кровли кальдеры в работе [Smith et al., 2009] предложена геодинамическая модель Йеллоустонского плюма, которая, в том числе, включает процессы взаимодействия магматических и гидротермальных флюидопотоков (рис. 9).

В этой модели, помимо прочего, обращает на себя особое внимание формирование термоконвективных ячеек в околокальдерном пространстве, обеспечивающих смешение флюидов ме-

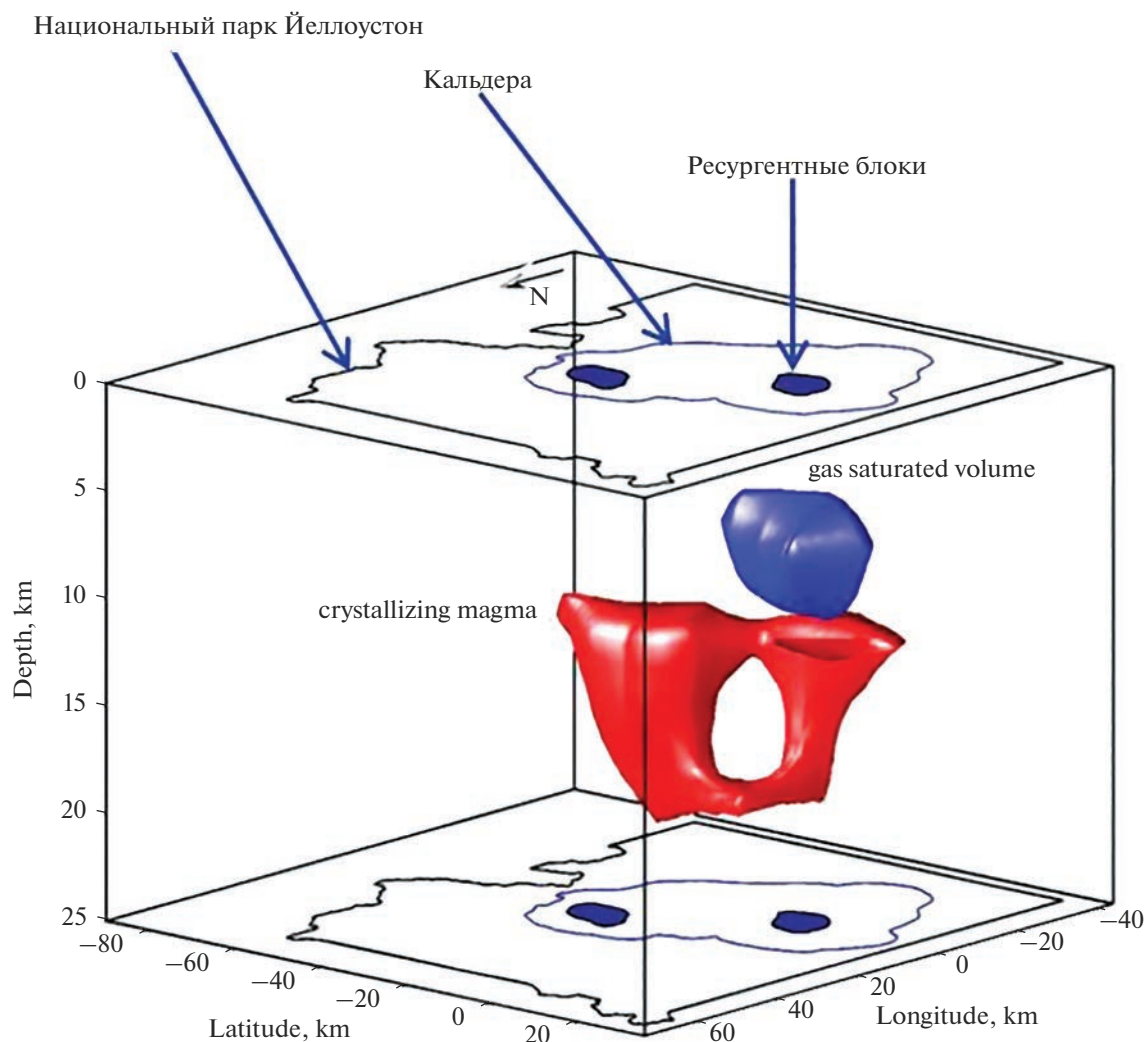


Рис. 8. 3D сейсмотомография (скорости Р-волн) подкальдерного кристаллизующегося (частичное плавление до 15%) магматического очага (источник кислой и основной магмы) и вышерасположенного тела (“пузыря”) газонасыщенных пород (по [Husen, Smith, 2004]).

теорной и магматической природы на фоне интенсивной сейсмической активности этого блока земной коры.

Солидарное участие в урановом рудогенезе гидротермально-метасоматических и сейсмогеодинамических процессов в сочетании с термоконвективной циркуляцией флюидов четко прослеживается на месторождениях вулканогенного типа [Петров и др., 2014, 2022; Андреева и др., 2020; Пэк и др., 2020].

Так, на примере Стрельцовой кальдеры мезозойского возраста, вмещающей крупнейшее в России Стрельцовское рудное поле (20 молибден-урановых месторождений с уникальными об-

щими запасами около 300 тыс. т), рассмотрены возможные причины и механизмы развития вертикальной зональности околорудных метасоматических изменений вмещающих пород [Петров и др., 2014]. Установлено широкое распространение метасоматических пород с участием разнообразных слоистых силикатов, карбонатов, альбита, цеолитов. Наряду с этим в восточном блоке кальдеры, где сосредоточены самые крупные месторождения, преимущественно распространены гидрослюдистые метасоматиты, которые с глубиной сменяются березитами. Аргиллизиты типичны для западного блока, где они сменяются гидрослюдизитами и березитами только на значительных

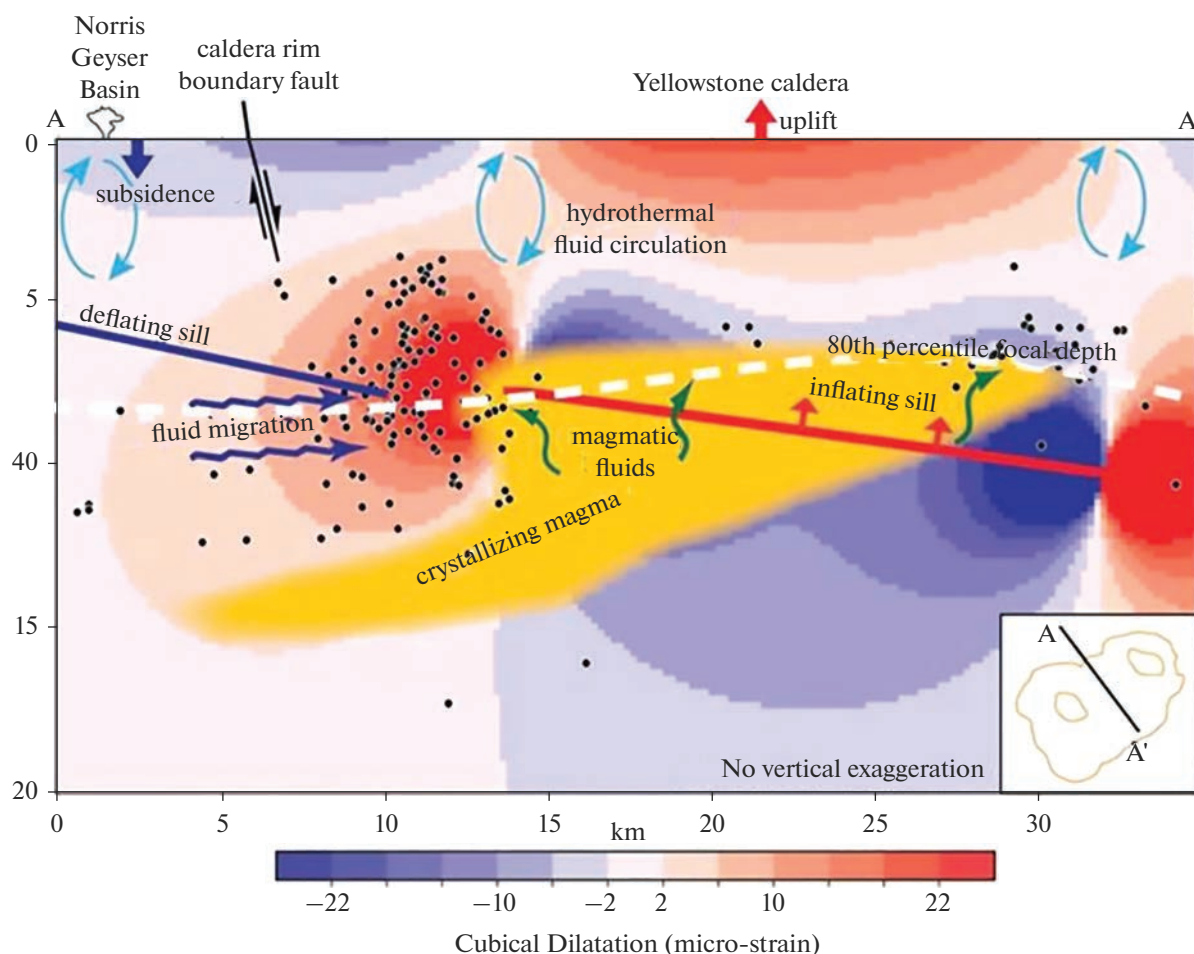


Рис. 9. Разрез (А—А') через кальдеру Йеллоустона.

Цветовая гамма — увеличение (красный) или уменьшение (синий) кулоновского напряжения (дилатации пород), вызванное подъемом кровли магматического очага. Гипоцентры землетрясений, произошедших в период этого подъема, показаны черными точками [Smith et al., 2009].

глубинах. При этом в нижней части разреза проявлены пострудные аргиллизиты, которые наложены на безэтигизированные породы. Петрофизические исследования показали, что формирование двух мотивов вертикальной метасоматической зональности обусловлено разным характером деформационных преобразований пород в западной и восточной частях кальдеры. Фактором, вызывающим фациальное разнообразие метасоматитов, могла послужить миграция границы перехода от упруго-хрупкого к упруго-пластичному поведению вещества на более глубокие горизонты в результате тектонотермальных воздействий, которые выражались в увеличении скорости деформаций пород и внедрении разогретых флюидов, в том числе за счет термоконвективного переноса. Временное опускание этой границы увеличивало глубину гидродинамически открытой зоны, связанной с поверхностью, что приводило к ускоренному проникновению на большие глубины холодных метеорных вод. Это вызывало пониже-

ние температур гидротерм и, как следствие, развитие более протяженных по вертикали ореолов аргиллизации, а также концентрирование богатой урановой минерализации глубже, чем в других участках кальдеры.

Уникальные общие запасы урана определяют рудное поле в качестве эталонного объекта “вулканогенного типа” по структурно-формационной классификации МАГАТЭ [Geological Classification ..., 2018]. Однако факт пространственно-временного совмещения на Антей—Стрельцовском месторождении (запасы более 90 тыс. т) руд в гранитном фундаменте (минеральная система, связанная с гранитоидами) и вулканогенно-осадочном чехле (минеральная система, связанная с вулканизмом) кальдеры приводит к многолетним дискуссиям о генезисе месторождений с высказыванием альтернативных точек зрения. В настоящее время известно несколько генетических моделей образования месторождений Стрельцов-

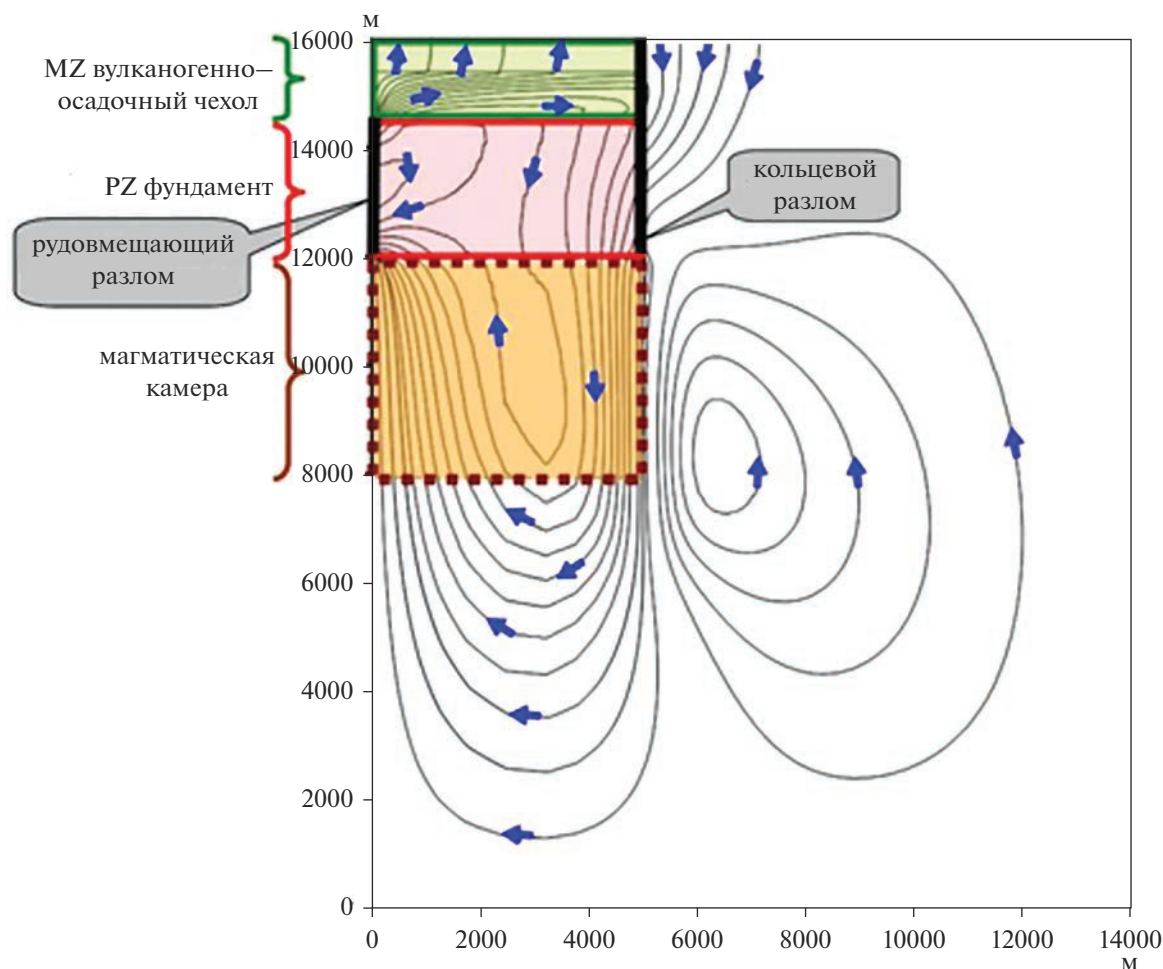


Рис. 10. Конфигурация флюидопотоков как функция проницаемости структурных элементов в Стрельцовой кальдере (по [Пэк и др., 2020] с дополнениями). Числовая модель для 20 000 лет после начала термоконвективной циркуляции флюидов.

ского рудного поля, основанных на различных представлениях об источнике и механизмах миграции урана. В этом ряду стоит разработанная и верифицированная числовыми моделями (рис. 10) гипотеза свободно-конвективного перемещения урана [Пэк и др., 2020], которая объясняет его поступление из трех источников ближней мобилизации: 1) подкальдерного очага кислых расплавов, 2) гранитоидных пород фундамента и 3) вулканических пород выполнения кальдеры.

Соучастие трех высокопродуктивных источников урана проливает свет на происхождение уникальных по запасам месторождений в Стрельцовой кальдере. Эта гипотеза может использоваться для реконструкции обстановок рудогенеза в вулканогенных структурах Сианшаня (Китай) и в кальдере МакДермитт (США).

В целом наш подход к рассмотрению механизмов смешения рудообразующих флюидов в ураноносных минеральных системах в связи с солидар-

ным развитием флюидодинамических и сейсмогеодинамических процессов при учете механизмов тепломассопереноса и структурообразующей роли напорных флюидов [Петров и др., 2008; Петров, 2011, 2017] согласуется с представлениями о вариациях трещинно-поровой флюидопроницаемости пород, происходящих на фоне резких изменений их напряженно-деформированного состояния, вызванных сейсмогеодинамическими воздействиями [Sibson, 2001; Cox, 2016]. Как отмечено в работе [Злобина и др., 2020], “землетрясения с гипоцентрами на разных глубинах в разломе-проводнике могут вскрывать коллекторы флюидов разной природы; обеспечивать смешение флюидов и их перемещение по проницаемым каналам в сферу минералообразования. После крупного землетрясения (главный толчок — main-shock) резко снижается глубина рубежа хрупкости—пластичности пород [Cox, 2005; Sibson, 2004]. Каскады последующих более слабых толчков (афтершок — aftershock sequences) создают высокоди-

намичные системы, в которых все процессы: геохимического, магматогенно-метаморфогенного преобразования среды и состава флюидов; колебаний давления флюидных систем; хрупкого разрушения и дилатационного расширения (разуплотнения) пород, взаимосвязаны”. Этот вывод был сделан в результате детального анализа сейсмогенной природы флюидодинамических структурных парагенезов Уряхского золоторудного поля в Северо-Восточном Забайкалье. Очень близкие по сути представления о механизме активизации флюидопроницаемости зон разломов в косейсмическую стадию сейсмического цикла высказаны для урановых месторождений в зонах древних структурных несогласий в бассейнах Атабаски в Канаде и МакАртур в Австралии [Li et al., 2021]. Проведенное моделирование с альтернативным расположением флюидоподводящих разломов в фундаменте бассейна Атабаски показало, что при относительно высокой скорости деформации ($6.66 \times 10^{-11} \text{ с}^{-1}$) из-за быстрого развития избыточного давления тектоническое сжатие может практически мгновенно разрушить тепловую конвекцию, существующую в осадочных породах. С течением времени конвекция флюидов восстанавливается по мере прогрессивного “снятия” деформации. Напротив, тектоническое сжатие при относительно низкой скорости деформации ($6.66 \times 10^{-13} \text{ с}^{-1}$) не влияет на ранее имевшуюся тепловую конвекцию и вызванный деформацией сжатия поток минералообразующих растворов в фундаменте сосуществует с тепловой конвекцией в осадочных породах бассейна. В контексте сейсмотектонических событий также ярко проявляется клапанный гидродинамический механизм течения внутриразломных рудоносных флюидов [Nguyen et al., 1998; Sibson, 2019]. В условиях бассейна Атабаски он способствовал перекачке растворов из нижних в верхние части геологического разреза и функционировал во взаимосвязи с термоконвекцией [Chi et al., 2022].

Таким образом, солидарное развитие флюидодинамических и сейсмогеодинамических процессов, а также сопутствующие им тепломассоперенос и структурообразование под воздействием напорных флюидов обладает универсальным характером. Эти взаимосвязи проявляются не только в минеральных системах урановых месторождений различного генезиса, но также в месторождениях других полезных ископаемых, относимых, например, к магмато-гидротермальным системам, структурно контролируемым минеральным системам с неясными источниками флюидов, гидротермальным системам в осадочных бассейнах и т.д. Данный вопрос требует своей дальнейшей проработки.

О ВОЗМОЖНЫХ МЕХАНИЗМАХ ПЕРЕНОСА И ОСАЖДЕНИЯ УРАНА

Неопределенность в вопросах реальных условий переноса и отложения урана сохраняется и по сей день. Эта проблема разрабатывается не одно десятилетие, но главная сложность в ее решении состоит в невозможности, с одной стороны, переноса урана в виде U^{IV} (или его комплексов) в условиях невысоких ($<500^\circ\text{C}$) температур, а с другой стороны — неустойчивости комплексов шестивалентного урана при повышенных ($>250^\circ\text{C}$) температурах [Наумов, 1978; Skirrow, 2009 и др.].

Серией экспериментальных работ разных авторов показано, что в высокотемпературных (500°C и выше) и в восстановительных условиях при высоких содержаниях HF значимый перенос урана магматогенными флюидами возможен (см. ссылки в работе [Петров и др., 2022]). Основным условием фракционирования урана в раствор является высокое содержание в нем фтора, не менее 0.5–1.0 м (хлор менее благоприятен), и температуры не менее 500°C . Только тогда уран может переноситься в концентрации до $n \times 10^{-2}$ моль/л в виде оксифторидных комплексов. Все полученные данные относятся к высокотемпературным условиям, а осаждение урана происходит при распаде этих комплексов в ходе охлаждения системы. В относительно низкотемпературных условиях (350°C и ниже) существование галогенидных комплексов урана возможно только в очень кислой среде с низкими значениями pH (около 1) [Langmuir, 1978; Timofeev et al., 2018; Migdisov et al., 2018], что не согласуется с характером минеральных ассоциаций, наблюдаемых в вулканогенных месторождениях урана, в которых, как отмечалось выше, отсутствуют минеральные парагенезисы кислотного типа.

Согласно другой альтернативе экстракция металлов (но также в высокотемпературных условиях) осуществляется высокоплотными солевыми галогенидными фазами. Экспериментальные работы указывают на эффективное и избирательное концентрирование ряда металлов (W, Sn, Mo, Pb, Zn, Nb, Ta) в плотных солевых фазах, отделяющихся от гранитоидных расплавов, богатых F и Cl при T 880–900 $^\circ\text{C}$ (сводка в статье [Петров и др., 2022]). Вместе с тем, имеются экспериментальные данные, указывающие на существенное влияние фторидов в магматических условиях на растворимость уранинита, особенно в области флюидной несмешиваемости. Вопрос о причинах мобилизации и формах нахождения урана в высокотемпературных системах с участием фторидных флюидов в настоящее время изучается [Редькин и др., 2021]. Однако возможности и механизмы переноса рудных компонентов к местам их концентрации в рудных телах при этих исследованиях не обсуждаются. При этом очевидным является гораздо более низко-

температурный фон уранового рудообразования, чем те высокие Р-Т параметры, при которых проводятся современные эксперименты.

Ввиду очевидных трудностей применения механизма фторидной миграции урана важное значение приобрела гипотеза его карбонатного низкотемпературного переноса в виде разнообразных комплексов U^{VI} . Она была подтверждена также и экспериментальными работами [Рафальский, Осипов, 1967; Шмариович и др., 1984 и др.], в которых показана возможность выщелачивания урана окислительными растворами из пород разного состава при разных (но невысоких, не более 250°C) температурах. При этом формируются растворы с концентрацией до $n \times 10^{-3}$ моль/л, которые можно рассматривать как рудоносные, а осаждение уранинита происходит по схеме $UO_2(CO_3)_2^{2-} + e + H_2O \rightarrow UO_2 + CO_3^{2-} + H^+$. Эта модель хорошо объясняет формирование гидротермальных месторождений, но сохраняет некоторую неопределенность в проблеме восстановителей U^{VI} и механизма формирования жильных рудных тел в гидротермальных месторождениях вулканогенного типа. Предполагается, что такими восстановителями могут быть прослои угле- и битумосодержащих пород, а также восстановительные флюиды с метаном, водородом и другими газообразными агентами, которые привносятся в ходе процессов рудогенеза [Petrov et al., 2008]. Последние нередко обнаруживаются в составе газовой-жидких включений в жильных минералах [Наумов и др., 2015].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Рассматриваемые в данной статье “ типовые ” по классификации МАГАТЭ рудоносные вулканогенные структуры (Стрельцовская в Восточном Забайкалье, Сианшаньская в Южном Китае и МакДермитт на западе США), несмотря на разные временные рамки формирования, проявляют многие черты сходства не только в структурно-тектонических позициях, но и в развитии магматических, гидротермальных и структурообразующих процессов.

Физико-химические условия протекания минералообразующих процессов внутри ураноносных вулканических кальдер возможно восстановить с привлечением данных лабораторных экспериментов, теоретического моделирования или натурных наблюдений в областях современного или молодого плейстоцен-голоценового вулканизма. Существующие данные о гидротермальных преобразованиях вмещающих пород в скважинах действующих гидротермальных систем (глубиной до 2.5 км) дают указания на наиболее вероятные пределы устойчивости ряда минералов, особенно глинистых, цеолитов, изучение полей стабильности

которых в лабораторных условиях не всегда возможно вследствие ряда кинетических причин. Конечно, подавляющее большинство рудных месторождений формировалось в более глубинных условиях, при больших лито- и гидростатических давлениях и слабее выраженных градиентах физико-химических параметров. Так в вертикальном интервале менее 1.5 км температура в действующих термопроявлениях может меняться от 300°C у забоя скважины до почти атмосферной в ее устье. Литостатическое давление при этом не превышает 350 атм в низах разреза. При таком низком давлении (обычно не более 50–150 атм) в условиях действия субнейтральных гидротерм интенсивно развиты разнообразные цеолиты, которые в рудных месторождениях встречаются значительно реже. Кроме того, особенностью гидротермальных аргиллизитов современных гидротермальных систем является сосуществование неравновесных ассоциаций минералов: смектита, гиббсита, галлуазита, смешанослойных слоистых силикатов, алуинита, цеолитов, адуляра, опала, что определяется крайней нестабильностью процесса в приповерхностной зоне вскипания.

Исходя из этих данных, температурные условия протекания гидротермальных процессов в древних ураноносных кальдерах можно оценивать, как интервал ~100–300°C. Общее давление, в основном флюидное в верхних горизонтах рудообразующей системы, в нижней ее части, где преобладают условия хрупко-пластических деформаций, вероятно, может достигать 1 кбар. Наличие протяженных открытых трещин может способствовать быстрому проникновению высоконагретых флюидов в условиях декомпрессии. Это обстоятельство, например, наглядно подчеркивается характером слоистых силикатов в ореолах предрудных метасоматитов. Постоянной особенностью их является почти повсеместное отсутствие смешанослойных иллит-смектитов с большим, чем 50%, содержанием разбухающих (смектитовых) межслоев с полным беспорядком переслаивания слюдяных и смектитовых пакетов. Такого вида смешанослойные фазы отсутствуют в составе предрудных метасоматитов, где даже во внешних зонах появляются сразу либо иллиты, либо упорядоченные смешанослойные иллит-смектиты. Таким образом, влияние кинетического фактора при замещении исходного материала (минералов или вулканического стекла) гораздо слабее. Тем не менее неупорядоченные смешанослойные могут появляться в аргиллизитах краевых частей кальдер (месторождения Дальнее, Широндукуй в Стрельцовском рудном поле). Подобного рода явления отмечены не только для околорудных метасоматитов, но и для многих современных термопроявлений высокотемпературного типа [Steiner, 1977; Inoue et al., 2004], где температуры на забое скважины приближаются или превыша-

ют 300°C. Кроме того, быстрое поступление флюидов обуславливает распространение жильно-метасоматических проявлений щелочных полевых шпатов, адуляра в современных и древних гидротермальных системах или, в случае, например, Стрельцовой кальдеры, — альбитовых метасоматитов [Андреева и др., 2022].

К числу ведущих признаков мезозойских палеокальдер относится отсутствие в их составе метасоматитов высококислотного типа с участием алуниита и других кислотофильных минералов, которые обычны для областей молодого (неоген-четвертичного) и современного вулканизма. Они постоянно наблюдаются в приповерхностных частях зон разгрузки субнейтральных термальных вод (типа Паужетки и Паратунки на Камчатке или вулканической зоны Таупо в Новой Зеландии). При окислении сероводорода там формируются алуниит- и каолинитсодержащие опалиты, сера и другие минеральные образования очень кислой среды. Однако, масштабы преобразований этого типа невелики и мощность их не превышает нескольких десятков метров. Поэтому, если приповерхностные кислотные метасоматиты и существовали в пределах более древних ураноносных кальдерных построек, то в течение времени (от мезозоя в Монголо-Забайкальском и Южно-Китайском регионе и палеоген-неогена — в западных штатах США) до голоцена, они были полностью уничтожены эрозионными процессами. Еще более показательным является отсутствие в изучаемых кальдерах ультракислых метасоматитов глубинного типа, которые известны почти исключительно в пределах тихоокеанского вулканического кольца. Глубина вскрытия скважинами в этих участках достигает 2500 м (Филлипины), где температуры приближаются к 360°C. Минеральные преобразования обусловлены воздействием сульфатно-хлоридных вод, pH которых колеблется от 0 до 3, несколько возрастая на изливе (сводка по этому типу термопроявлений содержится в работе [Метасоматиты ..., 1998]. Проявления систем кислотных гидротерм и соответствующих метасоматитов известны в Японии (Отака, Матсукава), в Индонезии (о. Суматра), на Тайване, Филиппинах (Тонгонан), на Курильских островах (о. Кунашир). Кроме типичных для приповерхностных частей каолинита, алуниита, серы, опала на больших глубинах развиваются дикиит, пиррофиллит, зунит, мусковит. В качестве окolorудных изменений (high sulfidation, advanced argillization, по [Sillitoe, Hedenquist, 2003]) такого рода метасоматиты присутствуют на известных сульфидно-золоторудных месторождениях Саммитвилл, Голдфилд (запад США), Au-Cu-месторождениях Лепанто (Филлипины) и Грасберг в Новой Гвинее, но они не отмечались в ураноносных кальдерах.

Положение метасоматитов на урановых вулкано-генных месторождениях относительно общей со-

вокупности низко-среднетемпературных минеральных парагенезисов гидротермального типа может отчасти иллюстрировать диаграмма T°C—pH. Линии минеральных равновесий на этой диаграмме достаточно условны, поскольку систематика низкотемпературных метасоматитов возможна лишь по ограниченному числу параметров, из которых наиболее важными для наших целей являются температура и кислотность (рис. 11).

Очевидно, что поля соседних метасоматических формаций могут перекрываться, но в целом они соответствуют наблюдаемым в природе метасоматическим ассоциациям. Часть границ этих полей представляет собой моновариантные равновесия, подтвержденные соответствующими лабораторными экспериментами (например, каолинит-пиррофиллит или мусковит-кпш) и термодинамическими расчетами, которые могут быть корректны для гипотетического термального раствора с заданными концентрациями летучих компонентов [Метасоматиты ..., 1998]. Те линии, которые обозначены штрихами, условно отделяют области преимущественного распространения тех или иных минералов, в отношении которых невозможно говорить о соответствующих полях их термодинамической устойчивости, поскольку некоторые из них являются метастабильными образованиями (например, цеолиты). Вся левая часть диаграммы (помечена желтым цветом) соответствует семейству низко- и среднетемпературных образований кислотного типа (в зарубежной литературе *advanced argillic alterations*) с алуниитом, пиррофиллитом, диаспором, андалузитом, ангидритом, которое никогда не наблюдалось на месторождениях урана вулкано-генного типа. Правая часть диаграммы, помеченная зеленым цветом, соответствует метасоматитам, характерным для вулкано-генных месторождений урана (но также и многим месторождениям других металлов). Следует отметить, что эта закономерность справедлива не только для Восточного Забайкалья, но и для других областей внутриконтинентального вулканизма.

Березиты, иллитовые метасоматиты, умеренно-кислотные аргиллизиты с адуляром, которые постоянно сопровождают месторождения урана гидротермального типа, приурочены к мезозойским и кайнозойским кальдерам, расположенным в основном в областях внутриплитного вулканизма с мощной континентальной корой и развитым гранитно-метаморфическим бедным серой слоем, или присутствуют во внешней или переходной зоне Тихоокеанского кольца (Провинция Бассейнов и Хребтов, США). В этих зонах магматизм и связанные с ним проявления гидротермального минералообразования и метасоматизма могут иметь смешанный характер. Показательным примером является урановое месторождение Мэрисвейл (штат Юта), где урановые руды и ореол изменен-

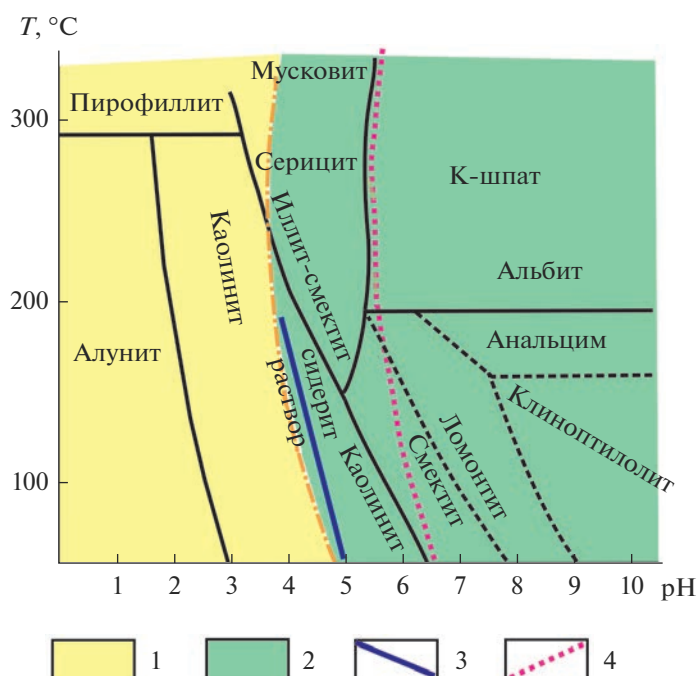


Рис. 11. Основные минеральные равновесия и взаимоотношения минералов для низко-среднетемпературных около-рудных метасоматитов в зависимости от температуры и кислотности.

1 — поле метасоматитов кислотного типа (“high sulfidation” или “advanced argillization”), 2 — метасоматиты умеренно-кислотного, субнейтрального и щелочного типа (“low-intermediate sulfidation”), 3 — расчетная линия устойчивости сидерита, 4 — приблизительная линия нейтральных точек воды.

ных пород вполне отвечают типу невысокой кислотности с преимущественно иллитовым составом метасоматитов, присутствием адуляра, незначительным содержанием сульфидов. Тем не менее вблизи этого месторождения [Cunningham et al., 1998] залегает крупное тело алунитовых метасоматитов (alunite ridge), которые, согласно данным изотопного датирования, образованы на 3–4 млн лет позже уранового оруденения.

Преобладание общего фона невысокой или умеренной кислотности флюидов и относительно невысоких (не более 300°C) температур гидротермальных рудообразующих систем, по-видимому, более благоприятно для переноса урана в виде карбонатных, но не сульфатных, фторидных или хлоридных, комплексов.

Парагенезисы, характеризующие кислотную среду минералообразования при высокой активности серы и кислорода [Sillitoe, Hedenquist, 2003; Sillitoe, 2010; Hedenquist, Taran, 2013], широко распространены в пределах современного и молодого кайнозойского вулканизма Тихоокеанского кольца в областях с тонкой сиалической корой и преобладающей ролью базитовых магм. Предполагается, что высокая фугитивность кислорода в магматических системах этих областей связана с затягиванием океанической коры, насыщенной кислородом и водой, под зоны субдукции [Arculus, Delano, 1987; Рябчиков, 2003, Ка-

дик, 2006]. Процессы субдукции литосферы рассматриваются как один из главных механизмов повышения fO_2 в верхней мантии. В рамках этих гипотез возрастание фугитивности кислорода является следствием потоков H_2O , CO_2 и Fe^{3+} , которые сопровождают погружение окисленных океанических плит как современных, так и древних возрастов. Продуцируемые мантией магмы, следовательно, могут также обладать окислительными характеристиками, и к тому же они обогащены серой [Русинов, 2001]. Для рассматриваемых областей континентального вулканизма и месторождений урана эта ситуация не типична, здесь преобладают термально-магматические процессы с иными характеристиками.

За основу для оценки окислительного состояния родоначальных для генерации магм участков мантии принято принимать буферное равновесие кварц–фаялит–магнетит (QFM). По величине летучести кислорода оно наиболее соответствует окислительно-восстановительному состоянию базальтовых магм вблизи или на поверхности Земли. Предполагаемые значения fO_2 для конкретного региона целесообразно представлять как разницу между ним и буферным равновесием QFM для данной температуры. Величины fO_2 и $T^\circ C$ определяют по составам минералов из глубинных, вынесенных на поверхность, ксенолитов электрохимическим или термодинамическим ме-

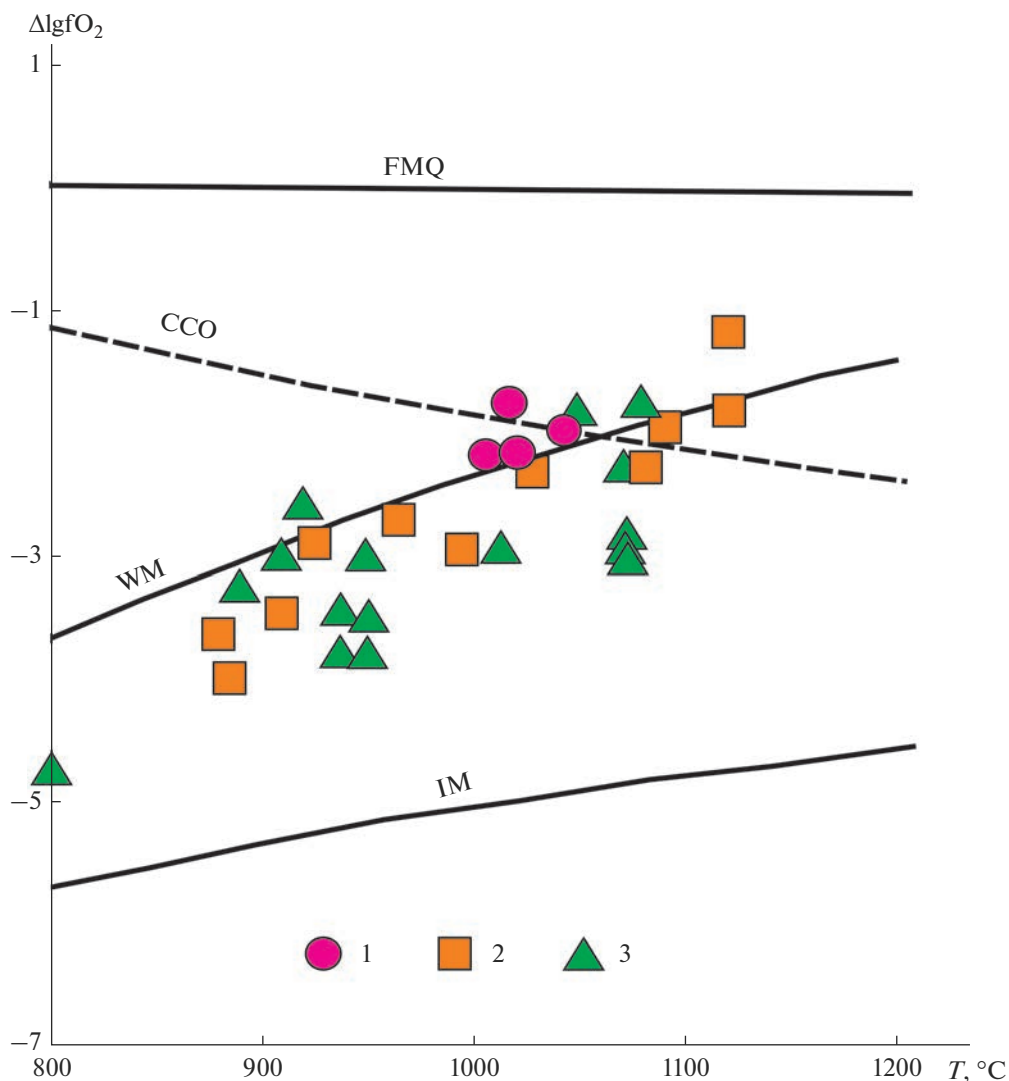


Рис. 12. Значения fO_2 относительно буфера кварц-магнетит-форстерит (FMQ) для ксенолитов гранат-шпинелевых лерцолитов и перидотитов из базальтов и щелочных базальтов Витимского плато (1), Байкальского рифта (2) и Монголии (3). Все данные приведены к общему давлению 15 кбар. Буферные равновесия: вюстит-магнетит (WM), железо-вюстит (IW), углерод (графит, алмаз) – углеродсодержащие флюиды (CO_2 , CO и др.) (CCO) (по [Кадик, 2003, 2006]).

тодом по фазовым равновесиям железосодержащих минералов [Кадик, 2003, 2006; Никитина и др., 2010 и др.]. Для областей субдукции литосферных плит геохимические данные свидетельствуют о доминировании в этих регионах высоких величин fO_2 . Они соответствуют отклонениям от буфера QFM в пределах от +1 до -1, которые определяют преобладание H_2O и CO_2 во флюидной фазе. Наряду с этим в литосфере внутриконтинентальных областей или областей с уже завершенными процессами субдукции (например, Восточное Забайкалье в позднеюрское-раннемеловое время) присутствовали участки магмогенерирующей мантии с низкими значениями величины $\Delta lgfO_2$ в пределах от -3 до -5 [Кадик, 2006]. Такие низкие значения фугитивности кислорода действительно

были зафиксированы в ксенолитах из мезозойско-кайнозойских базальтов Байкальского рифта, Витимского плоскогорья и Восточной Монголии, то есть из регионов, смежных с упоминаемыми выше урановорудными районами и не слишком разнящимися с ними по времени проявления магматизма. И, хотя определения окислительно-восстановительного состояния верхней мантии этих областей, проведенное разными методами [Кадик, 2006; Никитина и др., 2010], не вполне согласуются между собой, практически все они отвечают гораздо более низкой фугитивности кислорода, чем буфер QFM (рис. 12).

Следовательно, магматизм и связанные с ним процессы флюидогенерации и рудогенеза в основном могли протекать на общем восстанови-

тельном фоне. Вероятно, эти условия уже существовали в раннем мелу (на границе юры и мела), когда происходили основные процессы формирования оруденения в данном регионе, а субдукция литосферных плит Монголо-Охотского океана уже завершилась [Козловский и др., 2022].

Эти обстоятельства несомненно могут иметь определяющее значение как для всего металлогенического спектра, так и для конкретных проявлений околорудных средне-низкотемпературных метасоматитов, среди которых отсутствуют кислотные фации.

Что касается повышенной активности серы (“high sulfidation” в иностранной литературе) и связанного с ней интенсивного сернокислотного метасоматоза в современных островодужных и более древних субдукционных областях и развития сульфидного оруденения, то эти явления обусловлены рудогенерирующим влиянием андезитовидного и базальтоидного магматизма [Кривцов и др., 1987; Русинов, 2001]. Породы этих серий, согласно многочисленным геохимическим данным [Наумов, Коваленко, 1997], обладают и гораздо более высокими содержаниями серы (базальты содержат почти в 10 раз больше серы, чем гранитоидные породы и кислые вулканы континентальных областей). Гидротермальные месторождения или сколько-нибудь значимые проявления урана для этих областей не характерны.

Что касается медно-молибден-порфировых (иногда с золотом) месторождений во внутриплитных областях, то на примере Забайкалья и Восточной Монголии очевидно, что и они не относятся к высококислотному (high sulfidation) семейству. Для них характерно отсутствие зон интенсивного выщелачивания и вторичных кварцитов, типоморфной энаргит-люционитовой сульфидной ассоциации, а также и участков ангидритовой минерализации, обычных для месторождений этого типа. Многочисленные для внутриплитных областей Забайкалья и Монголии мезозойские месторождения полиметаллов с золотом и серебром также невозможно отнести к этой категории. Несмотря на то, что часть из них является высокосульфидной (содержание сульфидов относительно жильных минералов достигает 70%, например, Дарасун, Итакинское, Новоширокинское) [Спирidonov и др., 2006], никаких признаков высокой кислотности и активности серы, отраженной в составе минеральных ассоциаций, в них не наблюдается. Наряду с этим необходимо отметить, что крупное молибден-медно-порфировое месторождение Эрдэнэт-Обо в Северной Монголии относится скорее к кислотному типу с широким распространением процессов ангидритизации и образованием вторичных кварцитов. Однако энаргит-люционитовая сульфидная ассоциация,

маркирующая кислотный тип порфировых месторождений, в рудах Эрдэнэт-Обо не проявлена. Месторождение является гораздо более древним (P_3-T_1), чем порфировые месторождения Забайкалья, и образовалось, вероятно, над зоной субдукции при закрытии Монголо-Охотского океанического бассейна [Козловский и др., 2022].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Вмещающие породы урановых месторождений в вулканогенных постройках Восточного Забайкалья, Южного Китая и Северо-запада США представляют собой метаалюминиевый или умеренно пералюминиевый высококалиевый тип вулканических пород, соответствующий гранитам А-типа (“анорогенные граниты”). Риолиты, риодациты, трахириолиты, а также экстррузивные сиениты, кварцевые сиениты, риолитовые дайки и купола, обогащенные калием, обнаруживают высокую степень фракционирования. Это выражается в распределении РЗЭ с отчетливой отрицательной Eu-аномалией, значительным обогащением несовместимыми и высокзарядными элементами, например, Li, Rb, Cs, Ta, U, Th при резком снижении содержаний Ba и Sr. По современным представлениям, эти породы образуются в условиях растяжения путем частичного плавления кристаллической земной коры, обогащенной перечисленными компонентами под влиянием подъема мантийных плюмов.

2. Проявления рудно-метасоматических процессов в рудоносных вулканогенных структурах имеют очевидные черты сходства. Это касается как составов рудных минералов, так и метасоматических преобразований, в ряду которых ведущая роль принадлежит обширным ореолам иллитовых метасоматитов или умеренно-кислотным аргиллизитам при отсутствии вторичных кварцитов и аргиллизитов кислотного типа. Преобладание общего фона невысокой или умеренной кислотности флюидов и относительно невысоких (не более 300°C) температур гидротермальных рудообразующих систем более благоприятно для переноса урана в виде карбонатных, но не фторидных или хлоридных комплексов.

3. Проявления урановой минерализации в мезозойских и кайнозойских кальдерах располагаются в основном в областях с мощной континентальной кристаллической корой, бедной серой, или присутствуют во внешней зоне Тихоокеанского кольца (Провинция Бассейнов и Хребтов, США). Согласно данным исследований окислительно-восстановительных свойств мантии в этих областях преобладают режимы пониженной фугитивности кислорода. Поэтому магматические выплавки мантии скорее всего не обладали окислительными свойствами и создавали общий восстановительный фон, связанный с мантийными

флюидными потоками, обедненными сернистыми соединениями относительно субдукционных областей. Не исключено, что свойства этих флюидно-магматических потоков имели определяющее значение как для металлогенического спектра внутриплитных территорий, так и для конкретных проявлений окolorудного средне-низкотемпературного метасоматоза, среди которых практически отсутствуют фации повышенной кислотности.

4. Примеры промышленных месторождений урана вулканогенного типа в Стрельцовой кальдере в Восточном Забайкалье, Сианшаньской вулканической структуре в Южном Китае и кальдере МакДермитт на западе США (штаты Орегон и Невада) показывают, что несмотря на разные временные интервалы их формирования, многие черты проявлений магматических, гидротермально-метасоматических и фильтрационно-транспортных процессов весьма близки, а условия миграции уранотранспортирующих флюидов задавались солидарным воздействием сейсмогеодинамических и термоконвективных процессов.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы статьи благодарят двух анонимных рецензентов за конструктивные замечания и предложения в процессе подготовки статьи.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках темы государственного задания ИГЕМ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреева О.В., Головин В.А. Метасоматические процессы на месторождениях мезозойских областей внутриплитной магматической активизации (Восточная Монголия, Забайкалье) // Геология рудных месторождений. 2001. Т. 43. № 3. С. 227–242.
- Андреева О.В., Петров В.А., Полуэктов В.В. Мезозойские кислые магматиты Юго-Восточного Забайкалья: петрогеохимия, связь с метасоматизмом и рудообразованием // Геология рудных месторождений. 2020. Т. 62. № 1. С. 76–104.
- Андреева О.В., Петров В.А., Полуэктов В.В. Альбитовые метасоматиты и ториевая минерализация в урановых месторождениях вулканогенного типа (на примере Стрельцовского рудного поля, Восточное Забайкалье) // Доклады РАН. Науки о Земле. 2022. Т. 507. № 2. С. 179–186.
- Геохимия мезозойских латитов Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1984. 237 с.
- Злобина Т.М., Петров В.А., Прокофьев В.Ю., Абрамов С.С., Котов А.А., Вольфсон А.А., Лексин А.Б. Сейсмогенная природа флюидодинамических структурных парагенезов Уряхского золоторудного поля (Северо-Восточное Забайкалье) // Геология рудных месторождений. 2020. Т. 62. № 4. С. 291–320.
- Лаверов Н.П., Величкин В.И., Власов Б.П., Алешин А.П., Петров В.А. Урановые и молибден-урановые месторождения в областях развития континентального магматизма: геология, геодинамические и физико-химические условия формирования. М.: ИФЗ РАН, ИГЕМ РАН, 2012. 320 с.
- Кадик А.А. Восстановленные флюиды мантии: связь с химической дифференциацией планетарного вещества // Геохимия. 2003. № 9. С. 928–940.
- Кадик А.А. Режим летучести кислорода в верхней мантии как выражение химической дифференциации планетарного вещества // Геохимия. 2006. № 1. С. 63–79.
- Коваленко Д.В., Петров В.А., Полуэктов В.В., Агеева О.А. Геодинамические условия формирования мезозойских вулканических пород Стрельцовой кальдеры // Доклады Академии наук. 2014. Т. 457. № 5. С. 564–567.
- Коваленко Д.В., Петров В.А., Полуэктов В.В., Агеева О.А. Геодинамическая позиция мезозойских мантийных пород Стрельцовой кальдеры (Восточное Забайкалье), мантийные домены Центральной Азии и Китая // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2015. № 4. Вып. № 28. С. 231–246.
- Козловский А.М., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б., Саватенков В.М., Новикова А.С., Травин А.В. Раннемезозойский щелочно-салический магматизм Центральной Монголии как индикатор закрытия Монголо-Охотского океана // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2022. Вып. 20. С. 130–132.
- Кривцов А.И., Мигачев П.Ф., Попов В.С. Медно-порфировые месторождения мира. М.: Недра, 1987. 274 с.
- Лаверов Н.П., Чернышев И.В. Временная связь урановых месторождений с континентальным вулканизмом // Геохронология и проблемы рудообразования. М.: Наука, 1977. С. 5–18.
- Лаверов Н.П. Геологические условия формирования урановых месторождений в областях континентального вулканизма (на примере Срединного Тянь-Шаня) / Дис. ... доктора геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ АН СССР, 1972. 372 с.
- Магматические горные породы. Т. 4. М.: Наука, 1987. 369 с.
- Метасоматиты и метасоматические породы. М.: Научный мир, 1998.
- Наумов В.Б., Коваленко В.И. Концентрация серы в магматических расплавах по данным изучения включений в минералах // Геохимия. 1997. Т. 1. С. 97–103.
- Наумов В.Б. Химический состав, летучие компоненты и элементы-примеси риолитовых расплавов Восточного Забайкалья и Северного Кавказа по данным изучения включений в минералах // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 11. С. 1736–1747.
- Наумов В.Б., Дорофеева В.А., Миронова О.Ф. Физико-химические параметры формирования гидротермальных месторождений по данным исследования флюидных включений. III. Месторождения урана // Геохимия. 2015. № 2. С. 123–143.

- Наумов Г.Б. Миграция урана в гидротермальных растворах // Геология рудных месторождений. 1998. Т. 40. № 4. С. 307–325.
- Никитина Л.П., Гончаров А.Г., Салтыкова А.К., Бабушкина М.С. Окислительно-восстановительное состояние континентальной литосферной мантии Байкало-Монгольской области // Геохимия. 2010. № 1. С. 17–44.
- Петров В.А., Леспинас М., Хаммер Й. Тектонодинамика флюидопроводящих структур и миграция радионуклидов в массивах кристаллических пород // Геология рудных месторождений. 2008. Т. 50. № 2. С. 99–126.
- Петров В.А. Тектонофизические и структурно-петрофизические индикаторы процессов миграции флюидов в разломных зонах и методы их изучения // Современная тектонофизика: Методы и результаты. М.: ИФЗ РАН, 2011. С. 94–108.
- Петров В.А. Сейсмогеодинамика и тектонофизика гидротермального рудообразования // Разведка и охрана недр. 2017. № 11. С. 37–42.
- Петров В.А., Андреева О.В., Полуэктов В.В. Влияние петрофизических свойств и деформаций пород на вертикальную зональность метасоматитов в ураноносных вулканических структурах (на примере Стрельцовской кальдеры, Забайкалье) // Геология рудных месторождений. 2014. Т. 56. № 2. С. 95–117.
- Петров В.А., Андреева О.В., Полуэктов В.В. Тектономагматические циклы и геодинамические обстановки формирования рудоносных систем Южного Приаргунья // Геология рудных месторождений. 2017. Т. 59. № 6. С. 445–469.
- Петров В.А., Андреева О.В., Полуэктов В.В., Коваленко Д.В. Ураноносные вулканогенные структуры (Стрельцовская, Россия, Сианшань, Китай и МакДермитт, США): сравнительный анализ петрологии кислых вулканитов и состава рудосопровождающих метасоматитов // Геология рудных месторождений. 2022. Т. 64. № 1. С. 7–36.
- Пэк А.А., Мальковский В.И., Петров В.А. Тепловая конвекция флюидов как возможный механизм формирования уникальных урановых месторождений Стрельцовское и Антей (Восточное Забайкалье) // Геология рудных месторождений. 2018. Т. 60. № 6. С. 558–574.
- Пэк А.А., Мальковский В.И., Петров В.А. Минеральная система урановых месторождений Стрельцовской кальдеры (Восточное Забайкалье) // Геология рудных месторождений. 2020. Т. 62. № 1. С. 36–54.
- Рафальский Р.П., Осипов Б.С. Гидротермальные равновесия в системах, содержащих уран и сульфиды тяжелых металлов при 200–360°C // Геология рудных месторождений. 1967. Т. 9. № 2. С. 44–57.
- Редькин А.Ф., Величкин В. И., Шаповалов Ю. Б. Исследование поведения урана, ниобия и тантала в системе гранитный расплав – фторидный флюид при 800–950°C, 2300 бар // Геология рудных месторождений. 2021. Т. 63. № 4. С. 311–335.
- Русинов В.Л. Два семейства эпитептермальных месторождений и петрологическая основа их различия // Доклады РАН. 2001. Т. 381. № 2. С. 239–242.
- Рябчиков И.Д. Глобальные потоки рудных металлов в глубинных процессах // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 38. № 5. С. 403–409.
- Спиридонов А.М., Зорина Л.Д., Китаев Н.А. Золотоносные рудно-магматические системы Забайкалья. Новосибирск: Изд-во “Гео”, 2006. 287 с.
- Шмариович Е.М., Агапова Г.Ф., Рехарская В.М. и др. Экспериментальное изучение выщелачивания урана из различных пород термальными сульфидно-карбонатными растворами // Геология рудных месторождений. 1984. № 3. С. 87–98.
- Arculus R.J., Delano J.W. Oxidation state of upper mantle: present conditions, evolution, and controls. In: Mantle Xenoliths Chichester / Ed. P.H. Nixon. Wiley and Sons, 1987. P. 119–124.
- Ballhaus C. Redox states of lithospheric and asthenospheric upper mantle // Contrib. Mineral. Petrol. 1993. V. 114. № 3. P. 331–348.
- Bonnetti C., Liu X., Cuney M., Mercadier J., Riegler T., Chida Y. Evolution of the uranium mineralisation in the Zoujishan deposit, Xiangshan ore field: Implications for the genesis of volcanic-related hydrothermal U deposits in South China // Ore Geology Reviews. 2020. V. 122. Article 103514.
- Chabiron A., Alyoshin A.P., Cuney M., Deloule E., Golubev V.N., Velichkin V.I., Poty B. Geochemistry of the rhyolitic magmas from the Streltsovka caldera (Transbaikalia, Russia): a melt inclusion study // Chemical Geology. 2001. V. 175. P. 273–290.
- Chabiron A., Cuney M., Poty B. Possible uranium sources for the largest uranium district associated with volcanism: the Streltsovka caldera (Transbaikalia, Russia) // Mineralium Deposita. 2003. V. 38. P. 127–140.
- Chi G., Ashton K., Deng T., Xu D., Li Z., Song H., Liang R., Kennicott J. Comparison of granite-related uranium deposits in the Beaverlodge district (Canada) and South China – a common control of mineralization by coupled shallow and deep-seated geologic processes in an extensional setting // Ore Geol. Rev. 2020. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103319>.
- Chi G., Xu D., Xue C., Li Z., Ledru P., Deng T., Wang Y., Song H. Hydrodynamic links between shallow and deep mineralization systems and implications for deep mineral exploration // Acta Geologica Sinica (English Edition). 2022. V. 96(1). P. 1–25.
- Cox S.F. Coupling between deformation, fluid pressures, and fluid flow in ore-producing hydrothermal systems at depth in the crust // Econ. Geol. 2005. V. 100. P. 39–75.
- Cox S.F. Injection-driven swarm seismicity and permeability enhancement: implication for the dynamics of hydrothermal ore systems in high fluid-flux, overpressured faulting regimes // Econ. Geol. 2016. V. 111. № 3. P. 559–587.
- Cuney M. Felsic magmatism and uranium deposits // Bull. Soc. Geol. France. 2014. V. 185. № 2. P. 75–92.
- Cunningham C. G., Rasmussen J.D., Steven T.A., Rye R.O., Rowley P.D., Romberger S.B., Selverstone J. Hydrothermal uranium deposits containing molybdenum and fluorite in the Marysvale volcanic field, west-central Utah // Mineralium Deposita. 1998. V. 33. P. 477–494.
- Descriptive Uranium Deposit and Mineral System Models. IAEA, Vienna, 2020. 328 p.
- Eby G.N. The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis // Lithos. 1990. V. 26. P. 115–134.

- Geological Classification of Uranium Deposits and Description of Selected Examples. IAEA TECDOC-1842. IAEA, Vienna, 2018. 417 p.
- Gou J., Sun D.-Y., Qin Z. Late Jurassic–Early Cretaceous tectonic evolution of the Great Xing'an Range: geochronological and geochemical evidence from granitoids and volcanic rocks in the Erguna Block, NE China // *International Geology Review*. 2019. V. 61. № 15. P. 1842–1863.
- Gray T.R., Hanley J.J., Dostal J., Guillong M. Magmatic enrichment of uranium, thorium, and rare earth elements in late Paleozoic rhyolites of southern New Brunswick, Canada: evidence from silicate melt inclusions // *Econ. Geol.* 2011. V. 106. № 5. P. 145–158.
- Guo Z., Li T., Deng M., Qu W. Key factors controlling volcanic-related uranium mineralization in the Xiangshan Basin, Jiangxi Province, South China: A review // *Ore Geology Reviews*. 2020. V. 122. 103517.
- Guo Z., Li T., Deng M., Qu W. Key factors controlling volcanic-related uranium mineralization in the Xiangshan Basin, Jiangxi Province, South China: A review // *Ore Geology Reviews*. 2020. V. 122. 103517.
- Hagemann S.G., Lisitsin V., Huston D.L. Mineral system analysis: quo vadis // *Ore Geology Reviews*. 2016. V. 76. P. 504–522.
- Hedenquist J.W., Taran Y.A. Modeling the formation of advanced argillic lithocaps: volcanic vapor condensation above porphyry intrusions // *Econ. Geol.* 2013. V. 108. № 7. P. 1523–1540.
- Henry C.D., Castor S.B., Starker W.F., Ellis B.S., Wolff J.A., Laravie J.A., McIntosh W.C., Heizler M.T. Geology and evolution of the McDermitt caldera, northern Nevada and southeastern Oregon, western USA // *Geosphere*. 2017. V. 13(4). 47 p.
- Husen S., Smith R.B., Waite G.P. Evidence for gas and magmatic sources beneath the Yellowstone volcanic field from seismic tomographic imaging // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2004. V. 131. P. 397–410.
- Husen S., Smith R.B. Probabilistic earthquake relocation in three-dimensional velocity models for the Yellowstone National Park Region Wyoming // *Bull. Seismol. Soc. Am.* 2004. V. 94(3). P. 880–896.
- Huston D.L., Mernagh T.R., Hagemann S.G., Doublier M.P., Fiorentini M., Champion D.C., Jaques A.L., Czarnota K., Cayley R., Skirrow R., Bastrakov E. Tectono-metallogenic systems – The place of mineral systems within tectonic evolution, with an emphasis on Australian examples // *Ore Geology Reviews*. 2016. V. 76. P. 168–210.
- Inoue A., Meunier A., Beaufort D. Illite-smectite mixed-layer minerals in felsic volcanoclastic rocks from drill cores, Kakkonda, Japan // *Clays Clay Miner.* 2004. V. 52. № 1. P. 66–84.
- Jiang Y.H., Ling H.F., Jiang S.Y., Fan H.H., Shen W.Z., Ni P. Petrogenesis of a Late Jurassic Peraluminous Volcanic Complex and its High-Mg, Potassic, Quenched Enclaves at Xiangshan, Southeast China // *Journal of Petrology*. 2005. V. 46. № 6. P. 1121–1154.
- Langmuir D. Uranium solution-mineral equilibria at low temperatures with applications to sedimentary ore deposits // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1978. V. 42. P. 547–569.
- Li Z., Chi G., Bethune K.M., Eldursi K., Quirt D., Ledru P., Thomas D. Interplay between thermal convection and compressional fault reactivation in the formation of unconformity-related uranium deposits // *Mineralium Deposita*. 2021. V. 56. P. 1389–1404.
- Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1989. V. 101. P. 635–643.
- Migdisov A.A., Boukhalfa H., Timofeev A., Runde W., Ro-back R., Williams-Jones A.E. A spectroscopic study of uranyl speciation in chloride-bearing solutions at temperatures up to 250°C // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2018. V. 222. P. 130–145.
- Nguyen P.T., Cox S.F., Harris L.B., Powell C.McA. Fault-valve behaviour in optimally oriented shear zones: an example at the Revenge gold mine, Kambalda, Western Australia // *J. Structural Geology*. 1998. V. 20. № 12. P. 1625–1640.
- Peccerillo A., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from Kastamonu Area, Northern Turkey // *Contrib. Miner. Petrol.* 1976. V. 58. № 1. P. 63–83.
- Peiffert C., Nguen-Trung C., Cuney M. Uranium in granitic magmas. Part II // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1996. V. 60. P. 1515–1529.
- Petrov V.A., Poluektov V.V., Hammer J., Schukin S.I. Fault-related barriers for uranium transport // *Uranium Mining and Hydrogeology* / Eds B.J. Merkel, A. Hasche-Berger. Springer-Verlag, 2008. P. 779–789.
- Petrov V.A., Pek A.A., Malkovsky V.I. Uranium Sources and Fluid Transport in Volcanic Mineralized Systems: an Example of Streltsovka Caldera, Russia with Reflection on Dornot, Mongolia // *Journal of Volcanology and Seismology*. 2022. V. 16. № 6. P. 472–497.
- Pierce K.L., Morgan L.A. Is the track of the Yellowstone hotspot driven by a deep mantle plume? – Review of volcanism, faulting, and uplift in light of new data // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2009. № 188. P. 1–25.
- Pirajno F. Hydrothermal Processes and Mineral Systems. 2009. 1250 p.
- Pirajno F. A classification of mineral systems, overviews of plate tectonic margins and examples of ore deposits associated with convergent margins // *Gondwana Research*. 2016. V. 33. P. 44–62.
- Sibson R.H. Seismogenic framework for ore deposition // *Rev. Econ. Geol.* 2001. V. 14. P. 25–50.
- Sibson R.H. Controls on maximum fluid overpressure dating conditions for mesozonal mineralisation // *Journal of Structural Geology*. 2004. V. 26. № 6–7. P. 1127–1136.
- Sibson R.H. Arterial faults and their role in mineralizing systems // *Geoscience Frontiers*. 2019. V. 10. P. 2093–2100.
- Sillitoe R. Porphyry copper systems // *Econ. Geol.* 2010. V. 105. № 1. P. 3–41.
- Sillitoe R.H., Hedenquist J.W. Linkages between volcano-tectonic settings, ore-fluid composition, and epithermal precious metal deposits // *Econ. Geol. Special Publication*. 2003. V. 10. P. 315–343.
- Skirrow R.G., Jaireth S., Huston D.L., Bastrakov E.N., Schofield A., van der Wielen S.E., Barnicoat A.C. Uranium mineral systems: Processes, exploration criteria and a new deposit framework // *Geoscience Australia Record*. 2009/20. 2009. 44 p.
- Smith R.B., Jordan M., Steinberger B., Puskas C.M., Farrell J., Waite G.P., Husen S., Chang W.-L., O'Connell R. Geodynamics of the Yellowstone hotspot and mantle plume: Seismic and GPS imaging, kinematics, and mantle flow //

Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2009. V. 188. P. 26–56.

Steiner A. Hydrothermal rock alteration of Wairakei, New Zealand // Bull. N.Z. Geol. Surv. 1977. № 90. 135 p.

Timofeev A.I., Migdisov A.A., Williams-Jones A.E., Roback R., Nelson A.T., Hongwu Xu. Uranium transport in acidic brines under reducing conditions // Nature Communications. 2018. V. 9:1469. P. 1–7.

Whalen J.B., Currie K.L., Chappel B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contrib. Miner. Petrol. 1987. V. 95. P. 407–419.

Xu W.L., Pei F.P., Wang F., Meng E., Ji W.Q., Yang D.B., Wang W. Spatial–temporal relationships of Mesozoic volcanic rocks in NE China: constraints on tectonic overprinting and

transformations between multiple tectonic regimes // J. Asian Earth Sci. 2013. V. 74. P. 167–193.

Yang S.Y., Jiang S.Y., Jiang Y.H., Zhao K.D., Fan H.H. Zircon U-Pb geochronology, Hf isotopic composition and geological implications of the rhyodacite and rhyodacitic porphyry in the Xiangshan uranium ore field, Jiangxi Province, China // Science China Earth Sciences. 2010. V. 53. P. 1411–1426.

Waite G.P., Smith R.B. Seismic evidence for fluid migration accompanying subsidence of the Yellowstone caldera // Journal Geophysical Research. 2002. V. 107. № B9, 2177. P. 1–18.

Wyborn L.A.I., Heinrich C.A., Jaques A.L. Australian Proterozoic mineral systems: essential ingredients and map-pable criteria // AusIMM Publication Series 4/94. 1994. P. 109–115.

Properties of Magmatism, Hydrothermal-Metasomatic and Filtration-Transport Processes in Uranium-Bearing Volcanogenic Structures

V. A. Petrov^{1, *}, O. V. Andreeva¹, and V. V. Poluektov¹

¹*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Staromonetny lane, 35, Moscow, 119017 Russia*

**e-mail: vlad243@igem.ru*

Creation of a refined conceptual model for the formation of volcanogenic uranium deposits includes researches of the nature of magmatic, hydrothermal-metasomatic and filtration-transport processes, as well as physico-chemical conditions for the transfer and deposition of uranium. We considered these issues using the examples of the Streltsovskaya caldera and the ore field of the same name in Eastern Transbaikalia, the Xiangshan volcanic structure in South China, and the McDermitt caldera in the western United States (Oregon and Nevada states). According to the IAEA classification [Geological Classification ..., 2018], these ore fields and deposits belong to the volcanogenic (volcanic-related) type. In the Streltsovsky and Xiangshan ore fields, a combination of volcanogenic in the cover and granitic (granite-related) in the basement types of deposits is observed. The main part of uranium industrial deposits of volcanic type in these regions was formed during the Mesozoic and Cenozoic epochs (although more ancient, Paleozoic, objects are known in the world). Despite different time intervals of the ore-bearing volcanogenic structures formation, many features of magmatic, hydrothermal, and filtration-transport processes in them are very similar. It is assumed that these features are due to the general influence of intraplate tectonic regimes or the evolution of the outer parts of the ocean-continent zones where magmatic activity produced volcanism of the bimodal series in the predominant sequence mafic – felsic volcanics – mafic, and the migration of uranium-transporting fluids was set by the joint action of seismogeodynamic and thermoconvective processes.

Keywords: Volcanogenic uranium deposits, intraplate geodynamic regimes, filtration-transport processes, seismogeodynamic and thermoconvective processes, wall-rock metasomatic alterations, low-intermediate sulfidation, advanced argillization

УДК 551.21+552.11

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И СОСТАВА ПОРОД ВУЛКАНА КРОНОЦКОГО – КРУПНЕЙШЕГО СТРАТОВУЛКАНА ФРОНТАЛЬНОЙ ЗОНЫ ВОСТОЧНОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА КАМЧАТКИ

© 2023 г. Н. В. Горбач^а, *, А. Н. Рогозин^а

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

*e-mail: n_gorbach@mail.ru

Поступила в редакцию 28.02.2023 г.

После доработки 03.04.2023 г.

Принята к публикации 27.06.2023 г.

На основе результатов маршрутных обследований 2020–2022 гг. в работе представлена характеристика особенностей геологического строения и валового состава пород вулкана Кроноцкого – одного из наименее изученных эруптивных центров Восточного вулканического пояса (ВВП) Камчатки. Объем постройки стратовулкана оценен в 350 км³, что существенно превышает объемы других стратовулканов фронтальной зоны ВВП. Породы вулкана представлены низко-К, высоко-Fe толеитовыми базальтами и андезибазальтами ($\text{SiO}_2 = 47.04\text{--}53.15$ мас. %; $\text{K}_2\text{O} = 0.24\text{--}0.65$ мас. %; $\text{FeO}^*/\text{MgO} = 1.2\text{--}2.89$). Базальты отличаются крайне низкими содержаниями кремнезема, калия, титана и фосфора по сравнению с породами других фронтальных вулканов Камчатки. Выявленные петрохимические отличия были использованы для уточнения принадлежности объектов, расположенных на стыке сближенных построек вулканов Кроноцкого и Крашенинникова. Полученные данные послужат основой дальнейшей петролого-геохимической характеристики вулкана, а также могут быть использованы для реконструкции последовательности вулканических событий на исследуемой территории, в том числе и для уточнения истории формирования Кроноцкого озера.

Ключевые слова: вулкан Кроноцкий, объем постройки стратовулкана, низкокалийные базальты, Восточный вулканический пояс Камчатки

DOI: 10.31857/S020303062370027X, **EDN:** FRUWFE

ВВЕДЕНИЕ

Вулкан Кроноцкий – один из крупнейших активных стратовулканов Камчатки – до настоящего времени изучен очень слабо и остается “белым пятном” в истории развития и геохимической эволюции Восточного вулканического пояса (ВВП). Геологические и вулканологические исследования в районе вулкана проводились более пятидесяти лет назад, а их результаты представлены всего в нескольких публикациях. Так, первые общие сведения о строении вулкана были приведены в работах И.И. Гущенко [1957] и М.Л. Фроловой [1974]. Немногочисленные данные о составе пород были получены, в основном, благодаря работам экспедиций Ленгидропроекта, проводивших в 1968–1972 гг. изыскания для проектирования впоследствии отмененного строительства Кроноцких ГЭС. По результатам этих работ было опубликовано 16 валовых анализов лав и ксенолитов в них [Фролова, 1974]. Одновременно с экспедициями Ленгидропроекта в конце 1960-ых–начале 1970-ых годов в районе вулкана про-

водились региональные геологосъемочные работы¹, а сотрудники Института вулканологии Ю.М. Дубик и И.И. Гущенко² выполняли оценку вулканической опасности для территории проектируемых Кроноцких ГЭС. Информация, полученная в ходе перечисленных работ, стала основой для краткой характеристики вулкана в атласе “Действующие вулканы Камчатки” [Гущенко, 1991]. Позднее, в работах [Tatsumi et al., 1995] и [Kepezhinskas et al., 1997] было опубликовано несколько анализов пород вулкана на ограниченный спектр редких элементов. Перечисленными выше публикациями исчерпываются сведения,

¹ Цикунов А.Г., Олейник В.И., Зименко С.И., Селиверстов В.А. Геологическое строение и полезные ископаемые листа N-57-XI. Окончательный отчет о геологической съемке м-ба 1 : 200000, проведенный Кроноцкой партией в 1968–1970 гг.). 1971. 489 с.

² Дубик Ю.М., Гущенко И.И. Вулканическое районирование участка строительства Кроноцкой ГЭС // Отчет Института вулканологии АН СССР. Петропавловск-Камчатский, 1968. 111 с.

имеющиеся на сегодняшний день о геологическом строении и составе пород данного объекта.

Наша работа направлена на восполнение этого пробела и посвящена детальной петролого-геохимической характеристике серии пород Кроноцкого вулкана и сравнению полученных данных с аналогичными данными для других вулканических построек фронтальной зоны ВВП. Первоочередной задачей данной работы является характеристика геологического строения и анализ валового состава пород. В 2020–2022 гг. нам удалось провести маршруты и выполнить опробование лав и пирокластики Кроноцкого вулкана в юго-западном, западном и частично в северном секторах постройки, а также вдоль реки Кроноцкая и на островах Кроноцкого озера. Основываясь на результатах маршрутных обследований, мы показываем и анализируем особенности строения стратовулкана и приводим первые представительные данные о составе его лав. Полученные нами данные выявили ряд параметров, которые выделяют Кроноцкий вулкан в числе других фронтальных вулканов Камчатки. Помимо значительного объема, к этим параметрам относятся резкое преобладание базальтов в постройке вулкана и крайне низкие содержания ряда главных компонентов в породах – калия, титана и особенно фосфора. Кроме того, были установлены петрохимические отличия пород Кроноцкого вулкана от пород расположенного южнее вулкана Крашенинникова. Эти отличия позволили нам обосновать принадлежность лав ряда островов Кроноцкого озера к образованиям одноименного вулкана, а также уточнить принадлежность отдельных объектов на стыке вулканических построек Крашенинникова и Кроноцкого.

ПОЗИЦИЯ ВУЛКАНА И СВЕДЕНИЯ О ЕГО АКТИВНОСТИ

Вулкан Кроноцкий (рис. 1а) расположен во фронтальной зоне ВВП на расстоянии около 190 км от глубоководного желоба (см. рис. 1б). В региональном отношении стратовулкан находится в северной части центрального сегмента ВВП (см. рис. 1в). Южнее Кроноцкого вулкана сконцентрировано максимальное количество кальдер четвертичного возраста на Камчатке, а активные стратовулканы формируют относительно узкую цепь северо-восточного простирания, субпараллельную желобу. Севернее стратовулкана, на широте Кроноцкого полуострова, центры четвертичного вулканизма (вулкан Шмидта, Гамченский хребет, вулканы Кизимен и расположенный к западу вулкан Николка) можно объединить в область, ориентированную в северо-западном направлении, поперечном к желобу. Такая конфигурация вулканических центров может быть отражением сложного строения участка Тихоокеан-

ской плиты, субдуцирующего под Камчатку на широте Кроноцкого полуострова. На данном участке океанической плиты расположено поднятие Обручева, к юго-западу и к северу, от которого находятся разломные зоны Крузенштерна и Натуралиста (см. рис. 1в). По мнению [Баранов и др., 2022], разломная зона Крузенштерна погружается вместе с океанической плитой в зону субдукции. Позиция Кроноцкого вулкана совпадает с проекцией данного разлома на дневную поверхность (см. рис. 1в), тогда как вулканы, расположенные севернее, сконцентрированы вблизи предполагаемой проекции разлома Натуралиста.

В.И. Влодавец [1949], а позднее и И.В. Мелекесцев [2006] определяли Кроноцкий как вулкан, который находится в стадии слабой активности и разрушения постройки. Первое и единственное историческое эксплозивное извержение было описано П.Т. Новограбленовым [1932] на основе свидетельств четырех охотников: "... в ноябре 1922 г. над вершиной вулкана наблюдался черный дым, а в феврале 1923 г. со стороны вершины был слышен гул и было видно пламя". Проявления фумарольной активности были зафиксированы в апреле 1941 г. сотрудником Кроноцкого заповедника В.Т. Гавриловым, который описал парогозовые столбы высотой до 600 м [Гаврилов, 1944]. В 1955 г. во время первого восхождения на Кроноцкий вулкан руководителем группы альпинистов А.И. Яцковским [1957] было отмечено отсутствие прогретых участков на вершинном гребне. По данным И.И. Гушенко [1991] слабые фумарольные проявления наблюдались лишь в 1956 г. на южном склоне вулкана на высоте 3150 м. С того времени (уже около 70 лет) сведения об активности Кроноцкого вулкана неизвестны.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Особенности строения стратовулкана

Кроноцкий – стратовулкан правильной конической формы высотой 3528 м н.у.м., склоны которого сложены переслаиванием лав и пирокластики, секутся многочисленными дайками, а также вмещают множество побочных эруптивных центров (рис. 2). Западное подножие на высоте 372 м н.у.м. обрывается берегом Кроноцкого озера, восточное плавно переходит в приморскую равнину на высоте 120 м н.у.м., а северное граничит со склонами сильно разрушенного вулкана Шмидта (высота от 500 до 800 м н.у.м.). На юге подножие Кроноцкого вулкана смыкается со склонами докальдерной постройки вулкана Крашенинникова. По границе подножий этих вулканических построек протекает река Кроноцкая, образуя пороги на участке протяженностью около 10 км.

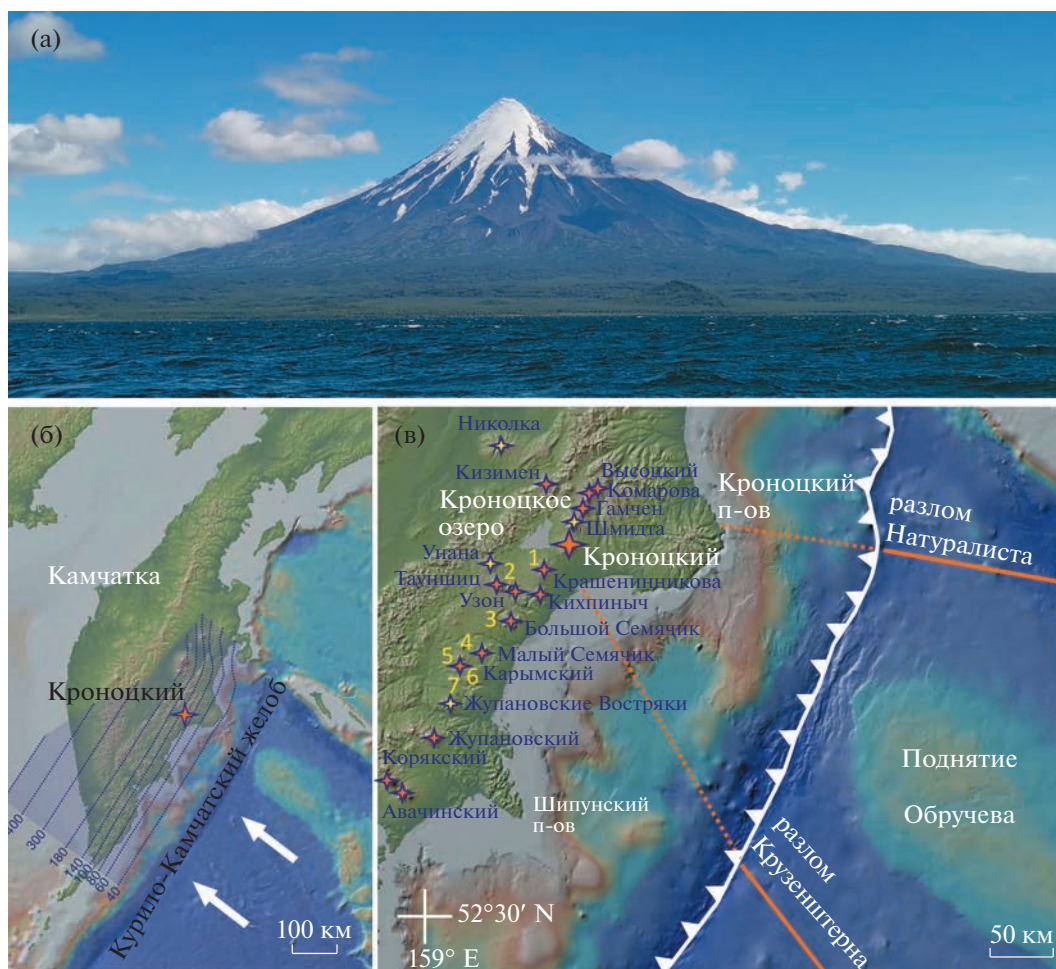


Рис. 1. Вулкан Кроноцкий и его региональная позиция.

а — вид на вулкан с запада со стороны Кроноцкого озера; б — позиция вулкана во фронтальной зоне центрального сегмента ВВП Камчатки; в — местоположение вулкана по отношению к другим объектам ВВП и прилегающему участку субдуцируемой Тихоокеанской плиты. Линиями показаны глубины до субдуцируемой плиты, по [Gorbatov et al., 1997] (б); оранжевые значки — активные вулканы, желтые — потухшие вулканы (в). Цифрами обозначены крупные кальдеры центрального сегмента ВВП: 1 — Крашенинникова, 2 — Узон-Гейзерная, 3 — Большого Семьячика, 4 — Стена-Соболиная, 5 — Карымская, 6 — Однобокая и Карымского озера, 7 — Половинка. Конфигурация разломов Крузенштерна и Натуралиста на Тихоокеанской плите и их предполагаемая проекция в зону субдукции показаны, по [Баранов и др., 2022].

Постройку конуса можно разделить на три основных участка с различным углом наклона склонов: пологие (до 20°) склоны основания конуса, склоны средней крутизны и крутые (до 35°) склоны основной постройки и очень крутые склоны (до 60° и более) предвершинного сектора. На границе склонов основной постройки и предвершинного сектора на высоте около 2700 м н.у.м. начинаются барранкосы, в бортах которых вскрыто внутреннее строение лавово-пирокластических толщ.

В основании вулкана в южном и юго-западных секторах на абсолютных высотах от 200 до 700 м залегают мощные (до 10–12 м) потоки массивных плотных лав (рис. 3а). Пирокластические прослой практически отсутствуют, изредка между ла-

вовыми потоками можно увидеть горизонты лавобрекчий. Наиболее четко лавовые потоки основания выражены на южном подножии вулкана (например, южнее г. Машук, см. рис. 2), где их фронтальные участки формируют уступы во врезх ручьев или бортах барранкосов, начиная от высот 200–300 м. На северном подножии лавы основания не выражены и, наиболее вероятно, погребены мощными толщами ледниковых и пролювиальных отложений.

На высотах от 700 и до 1500 м во врезх барранкосов вскрыто переслаивание лав, стратифицированных шлаков, а иногда и прослоев пролювиального материала (см. рис. 3б). В отличие от массивных лав основания в разрезах данных высот наблюдается чередование сильно пористых и бо-

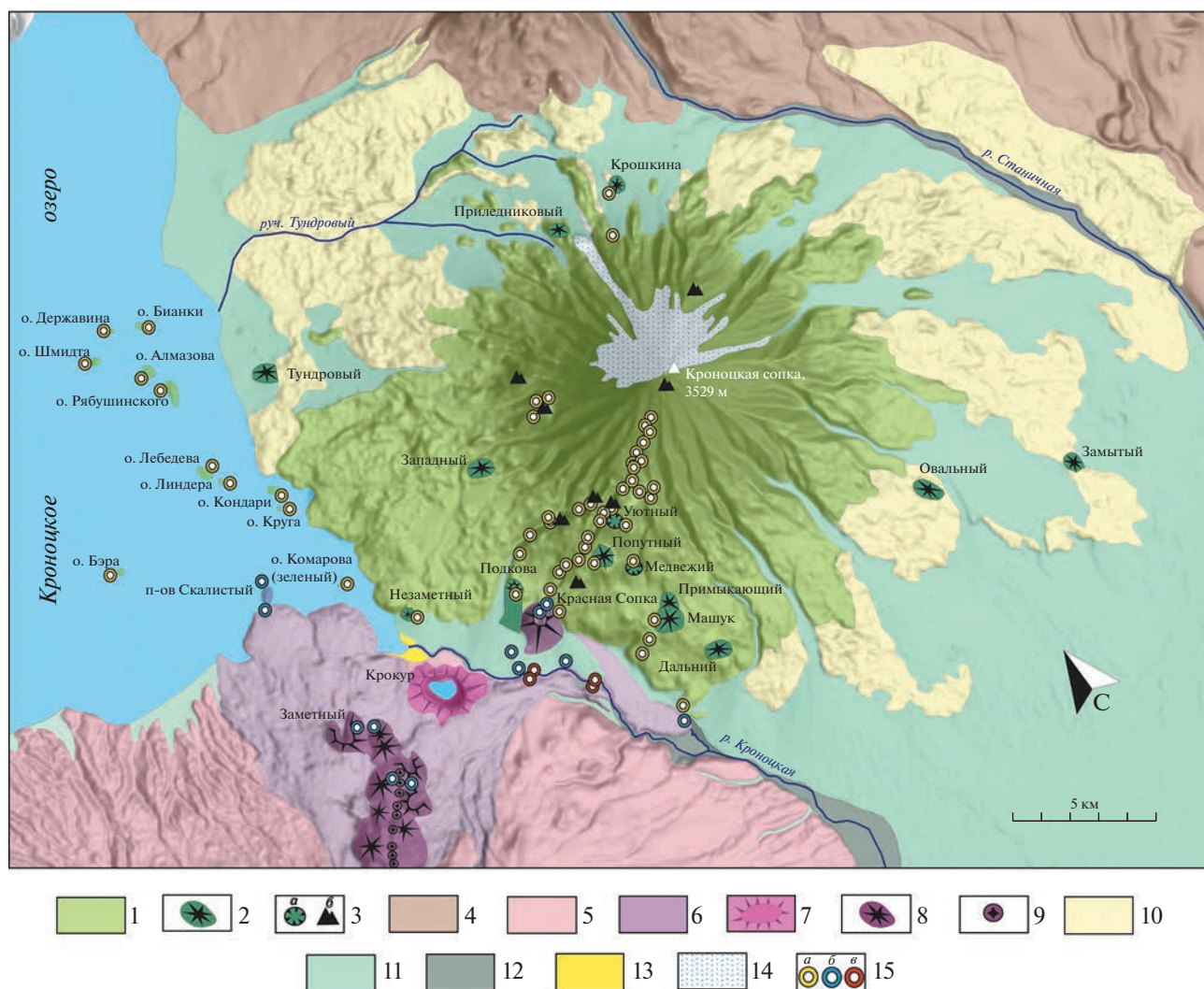


Рис. 2. Схема вулканических образований Кроноцкого вулкана и смежных территорий.

1–3 — вулкан Кроноцкий: 1 — потоки лав и пирокластические отложения базальтов, реже андезибазальтов, 2 — шлаковые и лавовые конусы, 3 — лавовые конусы и кратеры (а), неки (б); 4 — вулкан Шмидта: потоки лав и туфы базальтов; 5–9 — вулкан Крашенинникова: 5 — докальдерные лавы и туфы базальтов, андезибазальтов, андезитов, дацитов, 6 — посткальдерные лавы и пирокластические отложения базальтов, андезибазальтов и андезитов, 7 — отложения маара Крокур, 8 — шлаковые конусы, 9 — эксплозивные воронки; 10–15 — отложения вулканических подножий: 10 — ледниковые, 11 — водно-ледниковые и пролювиальные, 12 — аллювиальные, 13 — озерные, 14 — ледники, 15 — точки опробования низко-К базальтов и андезибазальтов (а), умеренно-К андезибазальтов (б), умеренно-К андезитов (в). Названия островов Кроноцкого озера приведены по [Шмидт, 1916]; названия конусов на склонах Кроноцкого вулкана Незаметный, Красная сопка, Подкова, Машук приведены согласно работам [Гущенко, 1957; Фролова, 1974]; другие названия (Примыкающий, Уютный, Попутный, Медвежий, Тундровый, Овальный, Замытый и Крошкена) даны авторами.

лее плотных лав. Мощности потоков в целом меньше, чем у потоков основания, и в среднем составляют два–три метра. Прослой шлаков слабо уплотнены и обычно имеют мощность не более полутора метров.

В интервале абсолютных высот от ~1500–1800 м н.у.м. и до 2700–2900 м н.у.м. склоны стратовулкана сложены преимущественно потоками лав (см рис. 3в–3д). Объемы пирокластиче-

ских отложений незначительны на этих высотных уровнях и представлены редкими маломощными прослоями шлаков и бомб, разделяющих лавовые потоки. Лавы разнообразны по морфологии (от глыбовых до канатных), мощности (от первых метров до 5–7 м) и текстурным особенностям (от сильно пористых до массивных).

Предвершинные склоны доступны для наблюдения только в южном секторе конуса, северные

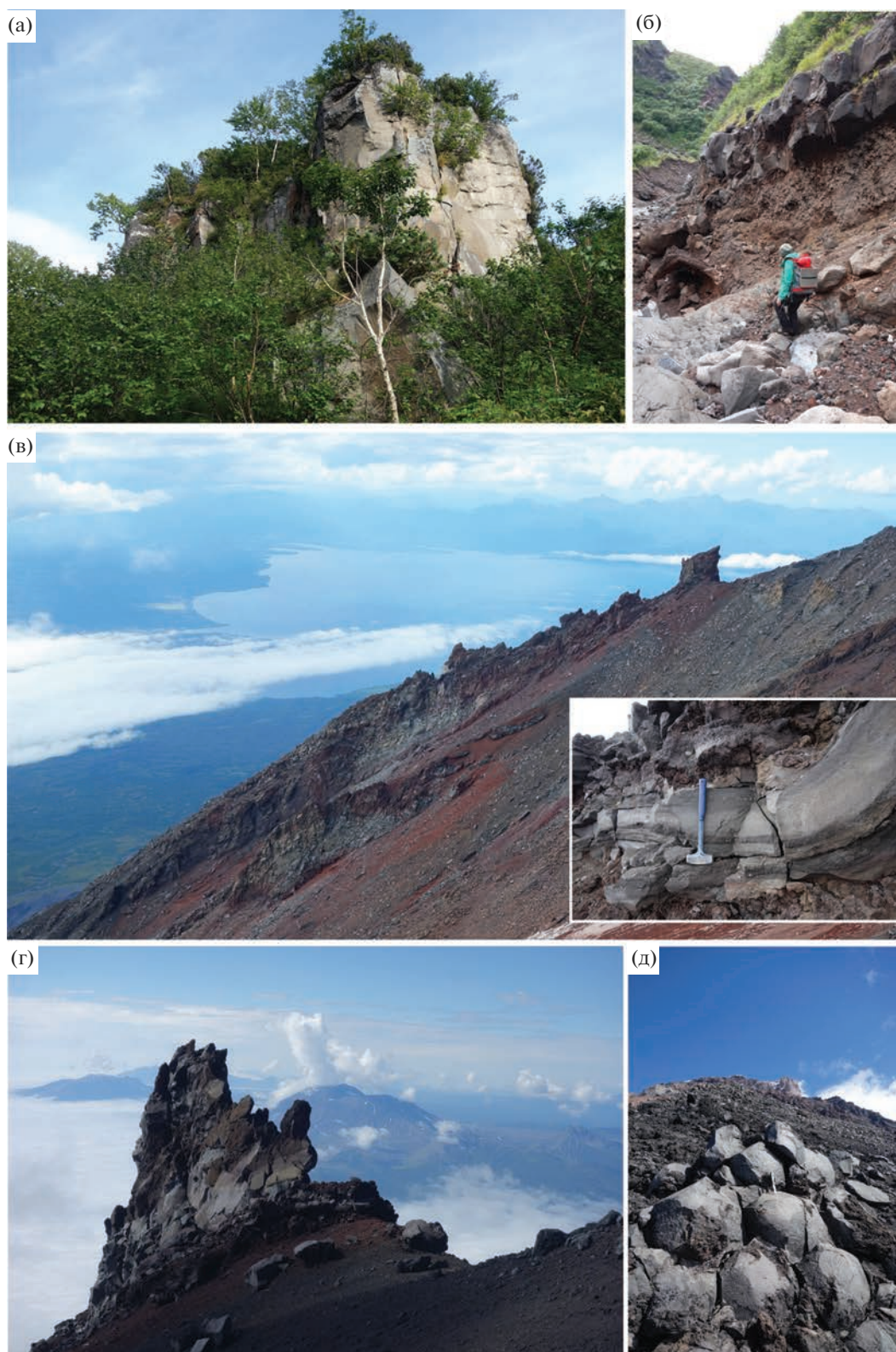


Рис. 3. Потоки лав на различных гипсометрических горизонтах стратовулкана.

а — мощный поток массивных лав в основании вулкана, абс. выс. около 500 м н.у.м.; б — переслаивание лавовых потоков и горизонтов грубого пирокластического материала в тальвеге барранкоса, абс. выс. 950 м н.у.м.; в — гребень, бронированный пачкой разрушающихся лавовых потоков (на врезке показано внутреннее строение одного из потоков, абс. выс. 2000 м н.у.м.); г — останец одного из потоков на высоте 2300 м н.у.м.; д — фрагмента потока лав с изометричной отдельностью, абс. выс. 2500 м н.у.м.

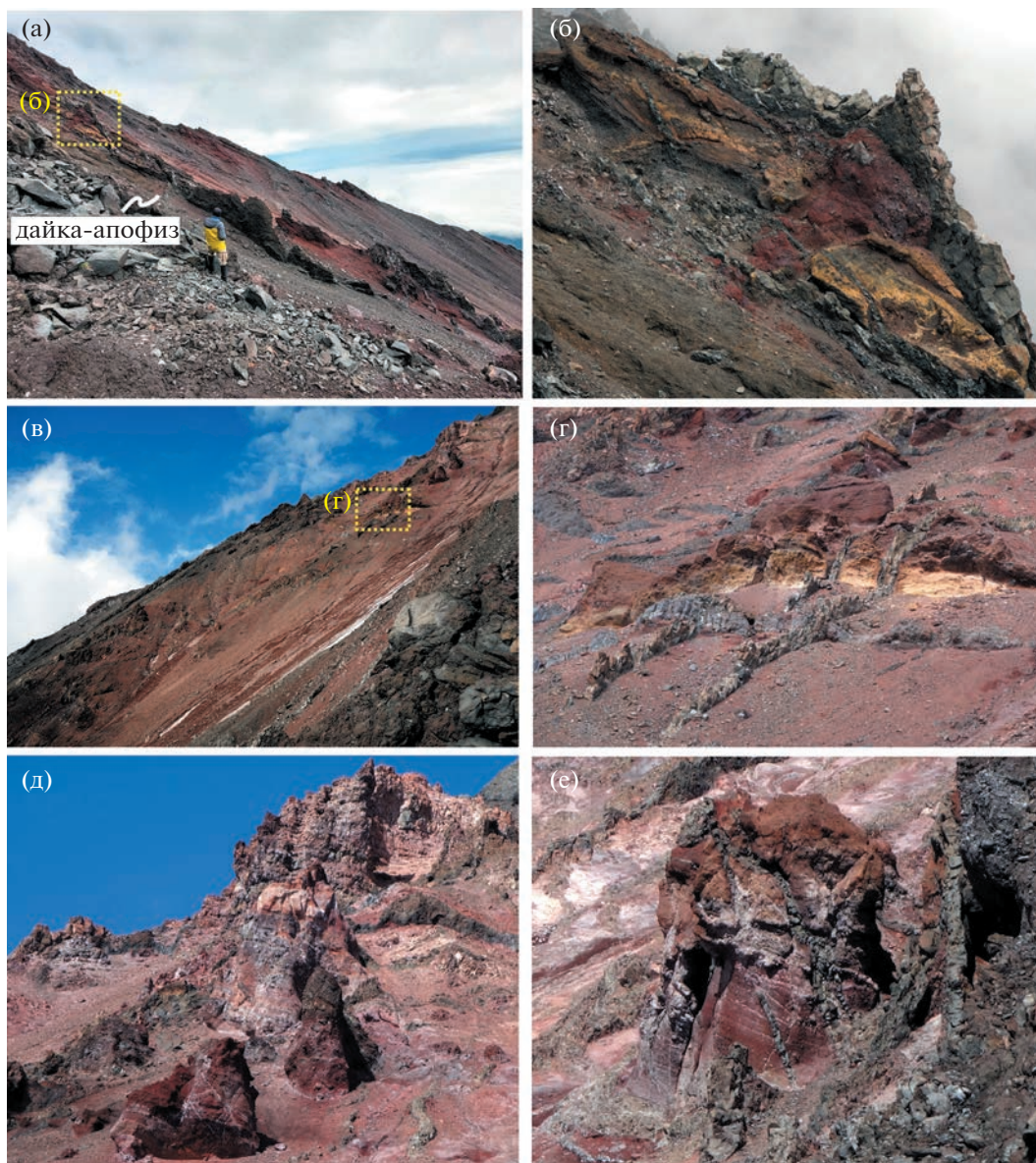


Рис. 4. Строение предвершинной части конуса в юго-западном секторе.

а — крупная дайка с ортогональным апофизом; б — увеличенный фрагмент той же дайки; в — субпараллельные дайки в предвершинном секторе; г — увеличенный фрагмент субпараллельных даек; д — останцы шлаков и агглютинатов; е — останец агглютинатов, пронизанный магматическими инъекциями.

же склоны на этих высотах покрыты ледником. Согласно нашим маршрутным наблюдениям в юго-западном секторе, а также по результатам дешифрирования доступных космических снимков, по сравнению с нижележащими склонами в предвершинной части конуса доля пирокластических отложений увеличивается. Здесь, на высотах более 3000 м н.у.м., преобладают ярко окрашенные слои агглютинированного пирокластического материала (бомб и шлаков), пронизанные инъекциями многочисленных даек (рис. 4). Вершинный гребень сложен субгоризонтально залегающими

слоями шлака, которые перекрыты частично разрушенными лавовыми потоками (рис. 5). Кратер на открытых от ледника участках предвершинного сектора не выражен.

Дайки и некки

Отпрепарированные дайки вскрыты в бортах и врезх барранкосов, начиная с высот около 900 м н.у.м. В подавляющем большинстве случаев дайки располагаются группами — на ограниченном по площади участке находится от трех до пяти—

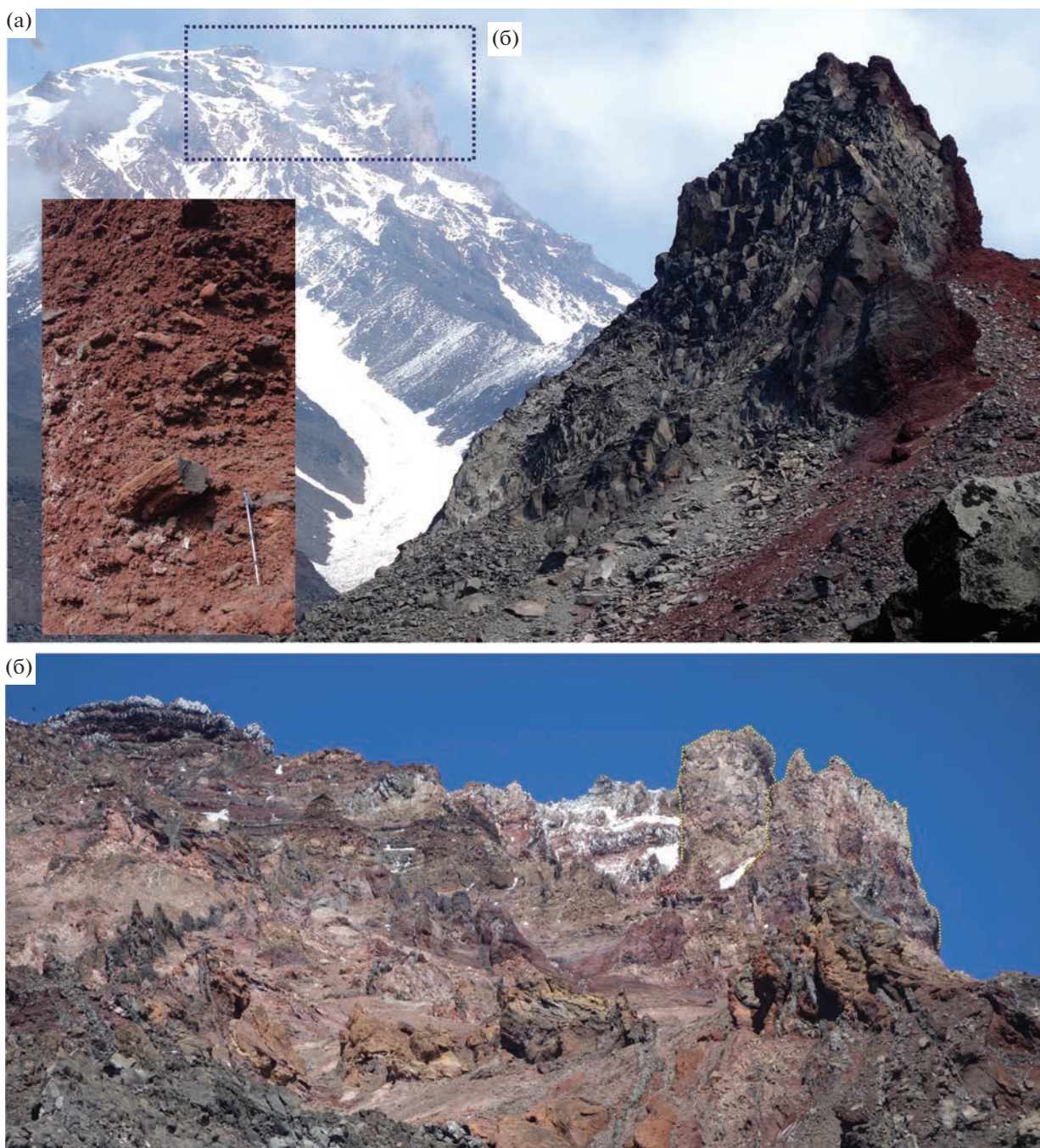


Рис. 5. Некки Кроноцкого вулкана.

а — неkk, расположенный в борту барранкосса на высоте 1400 м (на врезке показана внешняя стенка некка, сложенная агглютинированными шлаками и крупными бомбами); б — предвершинный неkk (выделен желтым пунктиром).

шести сближенных даек, ориентированных суб-параллельно. Расстояние между сближенными дайками обычно не превышает первых метров. Для даек наиболее характерны северо-восточное и восток-северо-восточное простирания, однако во многих случаях от основных даек распространяются апофизы под углом около 80° – 90° . Такая

особенность была отмечена и ранее, в ходе геолого-съемочных работ¹. Наиболее вероятно, подобная конфигурация обусловлена закономерностями формирования трещин разрыва при внедрении даек. Протяженность вскрытых даек достигает нескольких километров, типичная мощность — от 1.5 до 3 м, апофизов — не более одного метра.

Максимальная концентрация отпрепарированных даек отмечена в предвершинном секторе, где на доступных для наблюдения склонах можно наблюдать десятки субпараллельных даек или же отдельных более крупных даек с боковыми апофизами (см. рис. 4а–4г). В ряде случаев в блоках агглютинатов наблюдаются инъекции сложной конфигурации — ветвящиеся “прожилки”, пронизывающие и цементирующие прослои шлаков и бомб (см. рис. 4д, 4е).

Некки максимально распространены на высотах от 800 до 1500 м н.у.м. Как правило, они расположены в осевых участках гребней, в плане округлы и имеют диаметр в первые десятки метров. Морфология некков разнообразна — монолитные штоки, заостренные останцы, или же образования сложной формы. На рис. 5а показан пример некка, расположенного в борту одного из барранкосов. Некк имеет округлую форму, его внешние стенки сложены спекшимися шлаками и крупными бомбами (см. рис. 5а, врезка), а внутренняя часть сложена лавами с веерной отдельностью. Наиболее крупным является предвершинный некк, расположенный на южных склонах, в ~200 м ниже вершины. Постройка предвершинного некка (см. рис. 5б) разбита глубокими вертикальными трещинами на несколько блоков, границы которых в летнее время служат источниками небольших, но очень частых обвалов.

Шлаковые и лавовые конусы

Расположение основных шлаковых и лавовых конусов показано на рис. 2. Около десяти конусов и кратеров сконцентрировано на южных склонах на высотах от 300 до 1300 м н.у.м. Большинство предшествующих работ отмечали морфологическую свежесть конусов южных склонов и на этом основании относили их к голоценовым образованиям [Гущенко, 1957, 1991; Фролова, 1974], однако прямых подтверждений этому предположению в настоящее время не имеется. На восточных, западных и северных подножиях вулкана расположены одиночные конусы Тундровый, Овальный, Замытый, Приледниковый и конус Крошкина. Эти конусы уверенно можно считать доледниковыми, сформированными ранее, чем 23–24 тыс. лет, до максимума последнего оледенения, поскольку их склоны облекаются, а иногда частично перекрываются ледниковыми отложениями.

Наиболее крупным среди конусов является Красная сопка (см. рис. 2) с хорошо выраженным кратером диаметром 300 м. Постройка этого конуса, а также конусов Попутный и Машук сложена лавовыми бомбами, шлаками и пластами агглютинатов. Ряд конусов и кратеров южного склона являются источниками лавовых потоков. Так, небольшой конус Подкова дает исток хоро-

шо выраженному потоку, который прослеживается на 1.5 км и перекрывается пролювиальным конусом выноса. Наиболее протяженный поток лав связан с конусом Красная сопка. Исток данного потока морфологически не выражен, поскольку перекрыт мощным чехлом пролювиального материала, который выносится временными водотоками и лахарами. Фронтальная часть потока расположена в 6 км от южного подножия конуса и отчетливо выражена на местности. Здесь из-под фронта потока вытекает мощный ручей (см. рис. 2), который, согласно выводам работ экспедиций Ленгидропроекта, является частью подземного стока реки Кроноцкой [Фролова, 1974].

Ледниковые и пролювиальные отложения

Ледниковые отложения занимают обширные площади на северо-восточных и северо-западных подножиях вулкана (см. рис. 2). Хорошо дешифрируются два поля моренного рельефа — северо-западное распространяется до нижнего течения ручья Тундрового, северо-восточное широкой лопастью покрывает долину реки Станичной. Судя по конфигурации полей моренного рельефа, ледники спускались с северных склонов Кроноцкого и, соединяясь с ледниками вулкана Шмидта, растекались к востоку, вдоль долины реки Станичной, и к западу — в направлении Кроноцкого озера. Сохранившийся край морены по ручью Тундровому расположен на расстоянии меньше двух километров от современного берега озера. Присутствуют морены и на юго-восточных подножиях вулкана, однако здесь они значительно размыты и частично перекрыты выносами сухих рек (см. рис. 2). На юго-западных склонах ледниковые отложения не выражены.

Острова Кроноцкого озера

В Кроноцком озере находится одиннадцать островов, которые названы по именам участников экспедиции Ф.П. Рябушинского, обследовавших берега озера и прилегающие территории в 1908 г. [Шмидт, 1916]. Девять островов сосредоточено со стороны вулкана Кроноцкого у восточного берега озера, еще два острова расположено особняком — о. Бэра возвышается в центре озера, а о. Комарова (или Зеленый) расположен ближе к истоку реки Кроноцкой. Со стороны ареальной зоны вулкана Крашенинникова находится полуостров Скалистый, который, судя по его очертаниям (см. рис. 2), ранее был островом. Перемычку между п-овом Скалистым и берегом сформировали потоки лав от конуса Заметный, излившиеся около 3.3 тыс. лет назад [Пономарева, 1987].

По морфологии острова Кроноцкого озера можно разделить на уплощенные и конусовидные (рис. 6а, 6б). Уплощенные острова, как пра-



Рис. 6. Острова Кроноцкого озера.

а — наиболее крупный из островов — о. Рябушинского; б — о. Бианки — один из островов уплощенной морфологии; в — коренные выходы на о. Комарова (Зеленом); г — шлаки и лавы нижней части разреза; д — поток массивных лав верхней части разреза.

вило, возвышаются над урезом воды на 5–8 м и имеют небольшие размеры — протяженность островов Комарова, Линдера, Круга, Державина и Бианки варьирует в пределах 120–250 м. Конусовидные острова крупнее по протяженности, площади и абсолютной высоте. К примеру, высота над урезом воды наиболее крупного из островов — о. Рябушинского достигает 64 м, а его протяженность составляет около 800 м.

На большей части уплощенных островов (о-ва Комарова, Круга, Линдера), а также на п-ове Скалистом у уреза воды присутствуют выходы коренных пород в виде фрагментов лавовых

потоков, для которых в отдельных случаях устанавливается субгоризонтальное залегание. Так, на острове Комарова сохранился фрагмент лавового разреза, который включает прослой шлаков и два потока лав (см. рис. 6в–6д). На островах Конради, Рябушинского, Шмидта и Бэра коренные выходы нами не обнаружены, однако береговая линия этих островов сложена крупными неокатанными блоками и плитами базальтов до 2 м в диаметре, которые, наиболее вероятно, представляют собой фрагменты разрушенных лавовых потоков.

Береговая линия островов Лебедева, Державина и Бианки сложена преимущественно умеренно окатанным материалом различной крупности — от преобладающих небольших глыб, до крупных, достигающих в диаметре метра и более. На острове Алмазова наблюдаются как крупные неокатанные глыбы, так и окатанный материал. На всех островах материал глыб макроскопически сходен с базальтами, которые наблюдаются в коренных выходах на других островах, а также на склонах Кроноцкого вулкана. Исключением является остров Бианки, на котором были встречены единичные обломки глыб сильно раскристаллизованных пород, нетипичных ни для пород других островов, ни для лав Кроноцкого вулкана. Наиболее вероятно, такие глыбы связаны с ледниковым разносом материала, а их источником могли являться склоны вулкана Шмидта.

Объем постройки

Площадь распространения вулканических образований и объем постройки Кроноцкого вулкана оценивались при помощи программного обеспечения ArcGIS на основе цифровой модели рельефа ArcticDEM. При расчете учитывались ледниковые, водно-ледниковые и пролювиальные равнины подножий стратовулкана, распространение которых показано на рис. 2. Базисная поверхность для расчета объема в западном подножии ограничена берегом Кроноцкого озера, а в восточном и северном секторах определена по выделенным на космических снимках границам распространения ледниковых отложений. В южном секторе основание Кроноцкого вулкана было отделено от примыкающих к нему образований вулкана Крашенинникова и его ареальной зоны по результатам маршрутных обследований.

Площадь постройки Кроноцкого вулкана и окружающих его ледниковых и пролювиальных отложений мы оценили в 530 км², а объем вулканических образований — в 350 км³. Полученная оценка несколько превышает оценку И.В. Мелесцева из работы [Пономарева и др., 2008], которая составляет 320 км². Однако даже с учетом более консервативной оценки рассчитанный объем превышает аналогичные параметры для других фронтальных вулканов ВВП [Действующие вулканы ..., 1991; Новейший вулканизм ..., 2005].

СОСТАВ ПОРОД

Петрография

Породы лавовых потоков, даек и некков, а также шлаки и бомбы в прослоях пирокластики Кроноцкого вулкана минералогически чрезвычайно однообразны и сложены оливин-плагиоклазовой ассоциацией вкрапленников. Образцы лав отли-

чаются между собой только текстурными особенностями (пористые и плотные, рис. 7а, 7б) и переменным соотношением минеральных фаз (оливин — от ~3–5 до 12–15 об. %, плагиоклаз — от ~10 до 25 об. %). Оливин образует идиоморфные или же скелетные вкрапленники (см. рис. 7а, 7б) и имеет состав Fo_{70–88.5} [Тобелко и др., 2023]. Вкрапленники плагиоклаза во многих случаях зональны, их центральные зоны (An_{80–85}) переполнены мельчайшими включениями вулканического стекла, а периферийные и краевые зоны (An_{73–76} до An_{63–58}) часто вмещают округлые включения оливина Fo_{77–79}. Пироксены в качестве вкрапленников малочисленны и обычно присутствуют лишь в виде микролитов (Mg#_{60–74}), однако в отдельных разностях пород крупные кристаллы клинопироксена (Mg#_{80–81}) присутствуют в составе сростков с плагиоклазом (An_{80–85}) и оливином (Fo_{77–80}) (см. рис. 7б). Количество пироксенов-вкрапленников увеличивается в отдельных разностях хорошо раскристаллизованных пород даек. Породы, слагающие коренные выходы на островах Линдера и Круга, а также отобранные из глыб и блоков на других островах петрографически идентичны породам Кроноцкого вулкана. На о. Линдера в базальтах были найдены включения полнокристаллических оливин-пироксен-плагиоклазовых пород кумулятивного облика (см. рис. 7в).

Породы конуса Красная сопка и лавового потока, прослеживающегося от конуса вниз по левому борту р. Кроноцкой, представлены субафировыми андезибазальтами с редкими мельчайшими вкрапленниками оливина, пироксенов и плагиоклаза. Лавы, обнажающиеся у уреза воды на левобережье р. Кроноцкой также, как и лавы одного из потоков ее правого борта, практически лишены вкрапленников. Изредка в этих лавах отмечаются сростки плагиоклаза и пироксенов, а также крупные выделения магнетита.

Петрохимия

Петрохимическая характеристика пород постройки вулкана, островов Кроноцкого озера, а также лав на стыке построек Кроноцкого и Крашенинникова приведена на основе результатов анализа 72 образцов. Содержания главных элементов были определены рентгенофлуоресцентным методом в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск по методике [Amosova et al., 2016]. Для контроля качества анализов были использованы международные аттестованные стандартные образцы базальта BHVO-2 и андезита AVG-2. Составы образцов пород вулкана Кроноцкого, побочных конусов на его склонах, островов Кроноцкого озера и лавовых потоков в долине р. Кроноцкой приведены в табл. 1 и показаны на рис. 8.

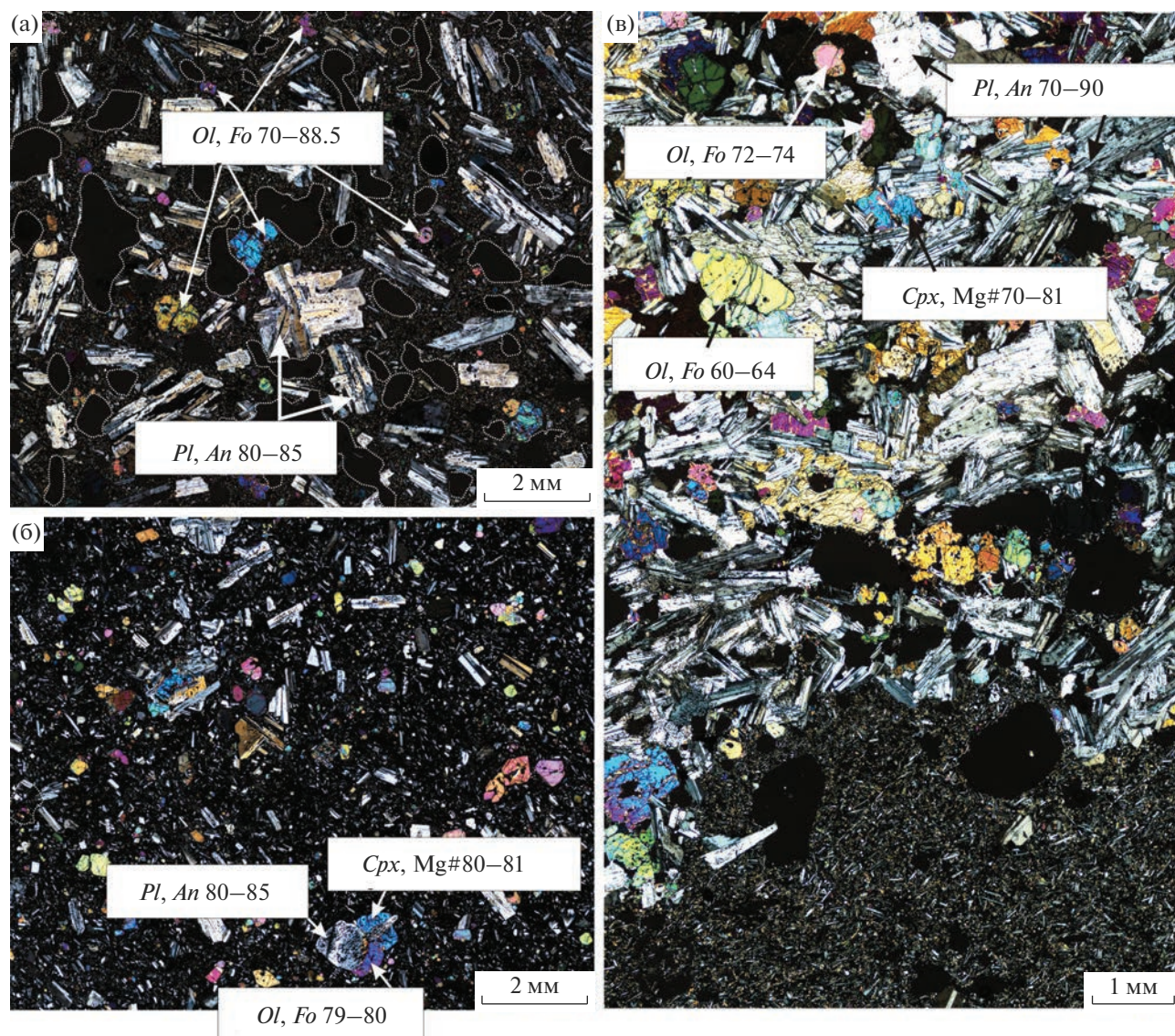


Рис. 7. Петрографические особенности лав Кроноцкого вулкана.

а – сильно пористый *Ol–Pl* базальт (обр. 7818-1, см. № 8 в табл. 1), поры подчеркнуты тонким пунктиром; б – плотный *Ol–Cpx–Pl* базальт (обр. 7885, см. № 20 в табл. 1); в – включение полнокристаллической *Ol–Cpx–Pl* породы кумулятивного облика в стекловатом базальте с о. Линдера (обр. 7845, см. № 52 в табл. 1). Составы минералов были определены при помощи сканирующего электронного микроскопа Vega 3 Tescan, оборудованного энергодисперсионным спектрометром Oxford X-max80mm², аналитик Т.М. Филосовой. *Ol* – оливин; *Pl* – плагиоклаз; *Cpx* – клинопироксен.

Лавы и дайки Кроноцкого вулкана, а также породы большинства островов Кроноцкого озера представлены низко-К высоко-Fe толеитовыми базальтами и андезибазальтами ($\text{SiO}_2 = 47.04\text{--}53.15$ мас. %; $\text{K}_2\text{O} = 0.24\text{--}0.65$ мас. %; $\text{FeO}^*/\text{MgO} = 1.2\text{--}2.89$, см. рис. 8а, 8б). Породы конуса Красная сопка и лавового потока, распространяющегося вниз по долине реки Кроноцкой отвечают умеренно-К андезибазальтам ($\text{SiO}_2 = 52.97\text{--}54.86$ мас. %; $\text{K}_2\text{O} = 0.65\text{--}0.95$ мас. %; $\text{FeO}^*/\text{MgO} = 2.96\text{--}3.12$), лавы у уреза воды реки по обоим бортам реки Кроноцкой – умеренно-К андезиты ($\text{SiO}_2 =$

$= 59.26\text{--}60.10$ мас. %; $\text{K}_2\text{O} = 1.19\text{--}1.22$ мас. %; $\text{FeO}^*/\text{MgO} = 3.75\text{--}3.85$).

Вариации главных компонентов в породах Кроноцкого вулкана по сравнению с расположенным южнее вулканом Крашенинникова и другими фронтальными вулканами ВВП показаны на рис. 8б–8з. Базальты Кроноцкого вулкана находятся в числе пород с наиболее низкими содержаниями кремнезема, калия, титана и фосфора среди всех пород фронтальной зоны ВВП (см. рис. 8б, 8в, 8з). Отличительными характеристиками лав Кроноцкого вулкана являются также высокие содержания алюминия, железа и каль-

Таблица 1. Химический состав образцов пород вулкана Кроноцкого, побочных конусов на его склонах, островов Кроноцкого озера и лавовых потоков в долине реки Кроноцкой

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
№ обр.	7790-1	7791	7793	7802	7803	7806	7808	7818-1	7818-4	7820	7821	7822
Широта	54.7114	54.7111	54.7037	54.7245	54.7255	54.7572	54.7942	54.7179	54.7179	54.7152	54.7390	54.7367
Долгота	160.4350	160.4359	160.4345	160.4692	160.4695	160.4692	160.5341	160.4602	160.4602	160.4513	160.5122	160.5079
Высота, м н.у.м.	623	607	466	1225	1257	1494	1154	919	919	720	2314	2095
SiO ₂	52.95	52.88	48.27	52.86	52.78	51.97	52.60	47.80	47.83	50.83	51.54	52.09
TiO ₂	0.72	0.88	0.68	0.88	0.72	0.80	0.76	0.67	0.66	1.06	0.84	0.86
Al ₂ O ₃	19.56	20.32	19.26	20.24	19.57	18.85	19.78	19.53	18.00	18.97	18.16	19.39
FeO*	8.77	8.58	10.07	8.88	8.95	9.53	8.81	9.92	9.53	9.76	9.72	9.27
MnO	0.17	0.16	0.19	0.16	0.17	0.18	0.16	0.18	0.17	0.17	0.18	0.17
MgO	4.43	3.84	7.10	3.69	4.60	5.64	4.23	6.58	8.86	4.81	5.51	4.64
CaO	9.67	9.55	12.15	9.48	9.62	10.37	10.28	12.37	12.35	9.46	9.91	10.20
Na ₂ O	3.32	3.36	2.10	3.25	3.08	2.45	2.75	1.57	1.46	2.80	2.31	2.55
K ₂ O	0.40	0.52	0.27	0.53	0.37	0.42	0.44	0.27	0.25	0.42	0.38	0.40
P ₂ O ₅	0.08	0.12	0.05	0.12	0.08	0.08	0.09	0.06	0.05	0.13	0.11	0.12
П.п.п.	-0.35	-0.36	-0.31	-0.37	-0.31	-0.45	-0.29	-0.30	-0.29	-0.32	-0.32	-0.35
Сумма	99.72	99.86	99.82	99.70	99.62	99.86	99.60	98.65	98.86	98.08	98.33	99.33
№ п/п	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
№ обр.	7823	7824-1	7825	7829	7830	7839-3	7849	7885	7886	7888	7890	7891
Широта	54.7363	54.7348	54.7341	54.7220	54.7227	54.6644	54.7284	54.7430	54.7403	54.7430	54.7443	54.7295
Долгота	160.5076	160.5056	160.5031	160.4396	160.4982	160.4682	160.4381	160.5156	160.5132	160.5156	160.5174	160.4916
Высота, м н.у.м.	2053	1956	1920	1576	1598	140	721	2528	2348	2600	2670	1550
SiO ₂	51.95	51.40	51.07	50.77	52.56	48.20	49.01	51.13	50.90	52.20	50.93	49.09
TiO ₂	0.87	0.77	0.74	0.83	0.75	0.79	0.73	0.84	0.82	1.07	0.89	1.12
Al ₂ O ₃	19.10	18.12	16.87	17.52	19.15	20.63	20.13	16.80	18.30	17.39	18.15	19.19
FeO*	9.31	10.19	9.62	9.58	8.40	10.11	9.49	9.76	9.42	10.71	9.60	11.34
MnO	0.17	0.18	0.18	0.18	0.16	0.17	0.17	0.19	0.17	0.19	0.17	0.20
MgO	4.62	6.04	6.59	6.95	4.93	5.43	5.87	7.31	5.98	5.02	5.64	5.04
CaO	10.12	10.44	10.64	10.69	10.76	11.51	11.49	10.32	10.85	9.36	10.58	10.06
Na ₂ O	2.53	2.08	1.96	2.20	2.34	1.97	2.17	2.31	2.33	2.78	2.43	2.70
K ₂ O	0.40	0.42	0.41	0.32	0.44	0.27	0.43	0.46	0.39	0.66	0.43	0.39
P ₂ O ₅	0.12	0.08	0.08	0.11	0.10	0.07	0.08	0.11	0.09	0.14	0.10	0.10
П.п.п.	-0.41	-0.40	-0.28	0.68	-0.20	-0.14	-0.08	0.34	-0.01	0.15	-0.13	-0.42
Сумма	98.77	99.33	97.89	99.82	99.39	99.00	99.48	99.57	99.25	99.67	98.78	98.80

Таблица 1. Продолжение

№ п/п	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
№ обр.	7892	7893	7906	7801	7804	7805	7807	7827	7828-1	7832	7833-1	7834
Широта	54.7307	54.7227	54.6769	54.7245	54.7244	54.7591	54.7600	54.7119	54.7263	54.7260	54.7247	54.7245
Долгота	160.4961	160.4982	160.4546	160.4732	160.4698	160.4754	160.4768	160.4559	160.3066	160.4811	160.4784	160.4769
Высота, м н.у.м.	1676	1566	497	1260	1210	1555	1553	902	1600	1398	1292	1250
SiO ₂	51.53	52.57	53.07	53.00	53.19	51.73	50.04	49.08	50.93	52.25	51.60	49.05
TiO ₂	0.77	0.75	1.11	0.82	0.73	0.76	0.84	1.12	0.75	0.93	1.12	0.68
Al ₂ O ₃	19.72	19.08	18.70	17.87	19.69	17.06	18.25	19.34	16.71	19.30	19.02	19.11
FeO*	8.57	8.32	10.20	9.15	8.64	9.68	10.00	11.40	9.89	10.09	10.50	9.09
MnO	0.16	0.16	0.19	0.17	0.17	0.19	0.18	0.19	0.18	0.18	0.19	0.17
MgO	4.73	4.80	4.16	5.63	4.20	7.09	6.87	4.70	7.13	4.58	4.36	6.86
CaO	11.11	10.74	8.40	9.87	9.73	10.54	10.91	9.68	10.84	9.50	9.37	11.93
Na ₂ O	2.59	2.55	3.63	2.70	3.04	2.55	2.35	2.50	1.97	2.66	2.94	1.76
K ₂ O	0.51	0.50	0.43	0.51	0.40	0.37	0.34	0.30	0.39	0.52	0.45	0.27
P ₂ O ₅	0.10	0.10	0.11	0.09	0.09	0.08	0.09	0.04	0.08	0.10	0.13	0.06
П.п.п.	-0.16	-0.12	-0.33	-0.10	-0.08	-0.21	-0.20	0.43	-0.29	-0.47	-0.46	-0.36
Сумма	99.63	99.45	99.66	99.71	99.78	99.82	99.67	98.79	98.58	99.64	99.23	98.62
№ п/п	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48
№ обр.	7847-1	7847-4	7848	7889	7890-1	7789	7809	7816-1	7817	7826	7836	7903
Широта	54.7295	54.7295	54.7304	54.7443	54.7443	54.7061	54.8053	54.72003	54.7149	54.7072	54.7268	54.7162
Долгота	160.4626	160.4626	160.4574	160.5174	160.5174	160.4286	160.5510	160.4772	160.4669	160.4743	160.3600	160.4226
Высота, м н.у.м.	1000	1000	942	2700	2630	640	900	1305	1128	953	426	644
SiO ₂	53.00	51.99	50.83	50.12	50.20	54.68	53.44	49.42	51.52	50.34	50.53	52.52
TiO ₂	0.79	1.07	1.19	0.90	0.90	1.24	0.93	0.88	0.78	0.80	0.93	0.86
Al ₂ O ₃	18.39	19.13	17.51	18.54	18.57	16.24	18.96	19.39	18.00	18.73	17.85	19.00
FeO*	9.29	9.86	12.07	10.31	10.24	10.81	9.80	9.65	10.23	10.37	12.05	9.53
MnO	0.18	0.17	0.22	0.18	0.18	0.20	0.19	0.17	0.19	0.18	0.21	0.18
MgO	4.60	4.80	4.63	6.01	5.92	3.86	3.97	6.25	5.76	5.91	5.35	4.98
CaO	9.31	9.49	8.99	10.46	10.46	8.06	8.90	10.64	10.09	10.00	9.95	9.66
Na ₂ O	2.47	3.06	2.88	2.35	2.47	3.16	3.12	2.25	1.96	1.99	2.45	2.60
K ₂ O	0.58	0.41	0.46	0.39	0.36	0.88	0.48	0.24	0.40	0.38	0.37	0.43
P ₂ O ₅	0.09	0.13	0.12	0.10	0.10	0.16	0.12	0.08	0.08	0.10	0.08	0.11
П.п.п.	-0.02	-0.51	-0.35	-0.41	-0.28	-0.64	-0.35	-0.40	-0.49	0.10	-0.54	-0.03
Сумма	98.66	99.61	98.57	98.97	99.12	98.64	99.57	98.56	98.51	98.91	99.24	99.84

Таблица 1. Окончание

№ п/п	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60
№ обр.	7905	7837-1	7837-2	7845	7846	7895	7896-1	7896-2	7897-1	7897-2	7898	7899
Широта	54.6908	54.7384	54.7384	54.7779	54.7650	54.7675	54.7711	54.7711	54.8044	54.8044	54.8139	54.8258
Долгота	160.4765	160.3446	160.3446	160.3143	160.3343	160.2500	160.3327	160.3327	160.3313	160.3313	160.3061	160.2825
Высота, м н.у.м.	576	373	375	374	374	374	373	373	373	373	373	373
SiO ₂	51.71	47.71	50.52	50.09	50.11	48.37	47.65	48.99	47.34	47.92	49.66	49.23
TiO ₂	0.81	0.82	0.83	1.07	0.92	0.74	0.61	0.86	0.67	0.78	0.70	0.83
Al ₂ O ₃	18.73	18.47	22.13	18.70	19.89	21.10	20.33	19.11	18.22	18.85	20.47	19.75
FeO*	9.73	10.48	7.97	11.39	9.94	9.93	9.90	10.95	10.54	10.80	9.25	9.87
MnO	0.19	0.18	0.15	0.20	0.17	0.18	0.18	0.20	0.18	0.19	0.17	0.19
MgO	5.80	7.09	2.99	5.39	5.61	5.03	6.72	6.43	8.70	7.34	4.96	5.79
CaO	10.02	11.06	10.28	9.41	10.50	11.31	12.38	10.82	12.01	12.17	10.77	10.87
Na ₂ O	2.43	1.96	2.74	2.72	2.50	2.04	1.58	2.10	1.50	1.76	2.30	2.18
K ₂ O	0.33	0.67	0.68	0.32	0.31	0.33	0.39	0.33	0.30	0.32	0.44	0.41
P ₂ O ₅	0.10	0.14	0.17	0.09	0.09	0.06	0.07	0.07	0.04	0.07	0.10	0.10
П.п.п.	-0.28	-0.24	-0.30	-0.53	-0.38	0.28	-0.38	-0.49	0.06	-0.40	-0.18	-0.31
Сумма	99.57	98.35	98.18	98.84	99.67	99.36	99.42	99.38	99.55	99.81	98.64	98.90
№ п/п	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71	72
№ обр.	7900	7792	7793а	7794	7795	7796	7839-4	7842	7842-1	7844	7844-1	7844-2
Широта	54.8311	54.7072	54.6940	54.6925	54.6899	54.6901	54.6644	54.6879	54.6893	54.7411	54.74200	54.74553
Долгота	160.2968	160.4328	160.4083	160.4094	160.4180	160.4193	160.4682	160.4247	160.4226	160.3088	160.3074	160.3133
Высота, м н.у.м.	373	523	448	363	314	304	140	278	290	386	386	377
SiO ₂	49.69	55.38	54.81	53.64	54.97	53.24	54.77	59.38	60.37	55.36	48.38	50.61
TiO ₂	0.77	1.25	1.28	1.18	1.26	1.16	1.28	1.17	1.18	1.34	0.75	0.85
Al ₂ O ₃	20.66	16.27	15.86	18.34	15.92	18.05	15.88	15.87	15.79	15.79	20.72	22.12
FeO*	9.50	10.82	10.90	9.88	10.83	9.99	11.09	8.73	8.42	11.13	9.27	8.11
MnO	0.17	0.20	0.20	0.18	0.20	0.18	0.20	0.20	0.20	0.20	0.17	0.16
MgO	5.58	4.06	3.87	3.75	3.76	3.57	3.93	2.58	2.43	4.01	5.67	2.96
CaO	11.23	7.97	7.93	9.06	7.92	9.05	7.92	5.88	5.69	7.88	12.54	10.31
Na ₂ O	2.25	3.37	3.03	3.23	3.01	2.40	2.83	4.00	3.96	2.98	1.95	2.73
K ₂ O	0.30	0.87	0.95	0.78	0.98	0.65	0.88	1.19	1.23	0.98	0.78	0.68
P ₂ O ₅	0.07	0.17	0.17	0.15	0.17	0.16	0.17	0.23	0.26	0.20	0.12	0.17
П.п.п.	-0.38	-0.36	-0.16	-0.26	0.00	-0.07	-0.34	-0.37	-0.17	-0.33	-0.43	-0.30
Сумма	99.84	100.00	98.86	99.93	99.01	98.38	98.63	98.86	99.36	99.52	99.89	98.40

Примечание. Образцы с 1 по 27 характеризуют лавовые потоки постройки вулкана; с 28 по 41 — дайки и некки в постройке вулкана; с 42 по 49 конусы и лавовые кратеры на склонах постройки (42 — Красная сопка, 43 — Крошкина, 44 — Уютный, 45 — Путный, 46 — Медвежий, 47 — Незаметный, 48 — Подкова, 49 — Машук); с 50 по 61 — острова Кроноцкого озера (50, 51 — о. Зеленый (Комарова); 52 — о. Линдера; 53 — о. Круга; 54 — о. Бэра; 55, 56 — о. Конради; 57, 58 — о. Рябушинского; 59 — о. Алмазова; 60 — о. Шмидта; 61 — о. Державина); с 62 по 69 — лавы в долине реки Кроноцкой (62–67 — лавовый поток, связанный с конусом Красная сопка; 68 — лавы у уреза воды по левому борту р. Кроноцкой; 69 — лавы у уреза воды по правому борту р. Кроноцкой); 70–72 — лавовые потоки п-ова Скалистый. Отрицательные значения потерь при прокаливании связаны с процессом окисления железа в ходе подготовки пробы к анализу — оксид железа FeO переходит в Fe₂O₃, что сопровождается увеличением массы навески.

ция (см. рис. 8г, 8д, 8ж). Содержания магния варьируют от 3.65 до 8.84 мас. % (см. рис. 8е), а магнезиальность ($100 \cdot \text{Mg\#} = \text{Mg}/\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}$) пород составляет 38–60 мол. %.

Интересно, что на большинстве диаграмм точки составов пород вулкана Крашенинникова и его ареальной зоны продолжают эволюционные тренды пород Кроноцкого вулкана. Однако, диаграмма $\text{SiO}_2\text{—K}_2\text{O}$ (см. рис. 8б) демонстрирует существенное петрохимическое различие между породами двух объектов — породы вулкана Крашенинникова в большей степени обогащены калием и принадлежат умеренно-К серии. По данному критерию породы, связанные с рядом объектов на стыке построек Кроноцкого и Крашенинникова (Красная сопка, лавы вдоль р. Кроноцкой, полуостров Скалистый и остров Комарова), отличаются от пород Кроноцкого вулкана и близки к полю составов пород вулкана Крашенинникова и его ареальной зоны или же занимают промежуточное положение между полями составов двух сближенных вулканических построек (см. рис. 8б).

Вариации содержаний SiO_2 и MgO в породах стратовулкана в зависимости от их гипсометрической позиции на склонах постройки показаны на рис. 9. Для лавовых потоков такая позиция отвечает последовательности их излияний, поэтому вариации составов лав отражают эволюцию/степень дифференциации магм по мере роста постройки вулкана. Высотная позиция даек, некков и конусов не всегда отражает последовательность их формирования, поэтому составы пород данных образований выделены в отдельную категорию (см. рис. 9). Из полученных нами данных следует, что в постройке вулкана не прослеживаются направленные изменения состава лав в зависимости от их гипсометрической и/или стратиграфической позиции. По содержанию SiO_2 лавы нижних и средних горизонтов постройки (до абс. выс. 1550 м н.у.м.) демонстрируют разброс составов от 47.04 до 52.48 мас. % при вариациях MgO от 3.65 до 8.84 мас. %. Для верхних горизонтов конуса характерен более выдержанный состав лав ($\text{SiO}_2 = 50.67\text{—}52.29$ мас. % и $\text{MgO} = 2.78\text{—}7.29$ мас. %). Отметим, что наиболее основные породы чаще всего встречаются в основании вулкана, а также слагают острова Кроноцкого озера (см. рис. 9). Наиболее дифференцированные лавы ($\text{SiO}_2 > 53$ мас. %) слагают единичные дайки и предвершинный некк, состав которого мы приводим по данным работы [Фролова и др., 1974].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Отличительные характеристики Кроноцкого вулкана

Полученные нами сведения о составе пород, морфологии постройки и объеме вулканических образований выделяют Кроноцкий вулкан в ряду других стратовулканов Камчатки. Прежде всего,

рассчитанная величина объема постройки Кроноцкого вулкана максимальна по сравнению с другими стратовулканами фронтальной зоны ВВП. Так, известные из работы [Действующие вулканы ..., 1991] данные по объему построек других стратовулканов, наиболее близко расположенных к глубоководному желобу — например, Камбального, Ильинского, Гамчена не превышают первых десятков км³. Имеющиеся оценки объема более крупных построек Авачинского (до катастрофического обрушения постройки) и Корякского вулканов также существенно уступают оценкам для Кроноцкого вулкана и составляют 160 и 110 км³ соответственно [Новейший ..., 2005].

Следует отметить, что более ранние оценки объема Кроноцкого вулкана² варьировали от 93 до 425 км³ [Гущенко, 1991; Grosse et al., 2014]. Минимальная оценка была получена в работе [Grosse et al., 2014] на основе допущения о том, что основание вулкана расположено на абсолютных высотах 564 м. Такое допущение не согласуется с нашими наблюдениями — наиболее нижние лавы постройки Кроноцкого вулкана были опробованы нами на высоте 140 м (см. табл. 1, обр. № 18). Максимальная оценка была получена с использованием формулы для расчета объема конуса и не учитывала расчлененность рельефа. Наша оценка основана на цифровой модели рельефа, учитывает распространение лав в основании вулкана по полевым наблюдениям и близка к оценкам И.В. Мелекесцева [Пономарева и др., 2008].

Полученные петрографические и петрохимические данные характеризуют Кроноцкий как стратовулкан, в строении которого резко преобладают базальты — из проанализированных нами 49 образцов постройки всего четверть имеют андезибазальтовый состав. Извержения Кроноцкого вулкана на всех этапах его развития были преимущественно эффузивными — потоки лав преобладают в основании и в основной постройке конуса, доля пирокластических отложений заметно увеличивается только в вершинном секторе. Излияния лав происходили на всех гипсометрических уровнях постройки — помимо выделенных на рис. 2 основных побочных центров и некков на гребнях присутствуют многочисленные бокки и эруптивные центры, захороненные под последующими порциями лав. Согласно полученным нами данным, по мере эволюции вулкана направленные изменения состава не прослеживаются (см. рис. 9). Такие особенности позволяют сделать предположение о высокой скорости поступления базальтовых магм, не способствующей их длительной остановке и дифференциации в коровых условиях. Например, именно так объясняется преобладание базальтов в постройке вулкана Фудзи — высочайшего вулкана Японии, характеристики которого по ряду параметров

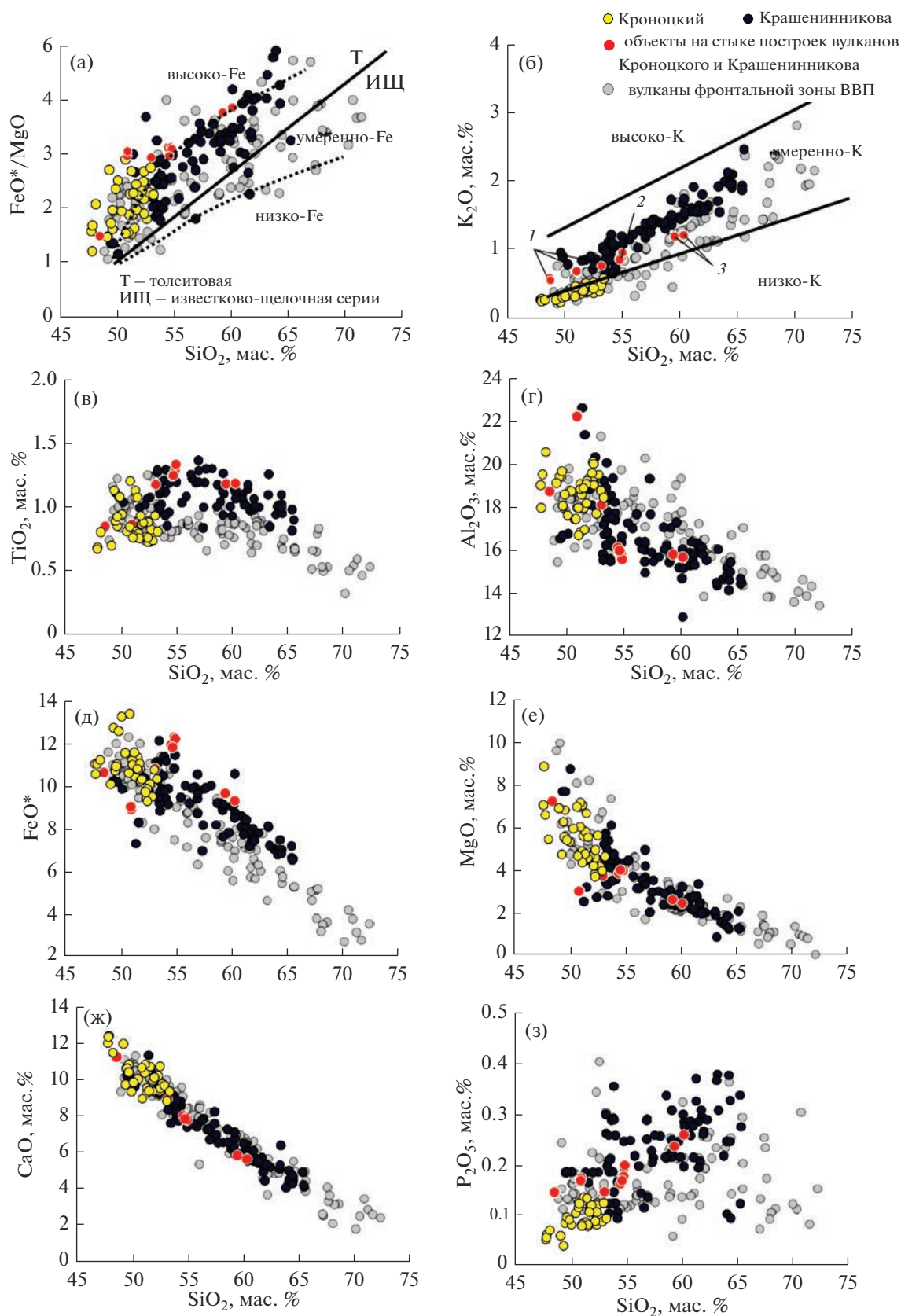


Рис. 8. Состав пород Кроноцкого вулкана в сравнении с породами вулкана Крашенинникова [Волинец и др., 1989] и других фронтальных вулканов ВВП (Ильинского, Ксудача, Мутновского, Вилучинского, Авачинского, Карымского, Малого и Большого Семьячиков, Шмидта, Гамчена и Комарова), по [Straub, 2017].

На диаграмме (а) сплошная линия разделяет поля толеитовых и известково-щелочных серий, по [Miyashiro, 1974], пунктирные линии обозначают разделение пород по степени обогащения железом, по [Arculus, 2003]. На диаграмме (б) линии разделения островодужных пород по содержанию калия приведены согласно работе [Gill, 1981]; цифрами обозначены объекты на стыке вулканов Кроноцкого и Крашенинникова — о. Зеленого (Комарова) (1), конуса Красная сопка и связанного с ним лавового потока (2), лав вдоль реки Кроноцкая (3).

(объем постройки и состав изверженных продуктов) близки Кроноцкому вулкану. Для постройки вулкана Фудзи, объемом более 400 км³, известен возраст (80–100 тыс. лет), что позволило рассчитать его продуктивность, которая на порядок превышает аналогичные параметры для других фронтальных вулканов Японии, например [Aoki et al., 2019; Yamamoto et al., 2021]. Сходство в масштабах построек, характере извержений и составе изверженных продуктов двух объектов позволяют предполагать чрезвычайно высокую продуктив-

ность и для Кроноцкого вулкана. Рассчитать этот параметр для сопоставления с другими высокопродуктивными вулканами станет возможным только после получения данных о начале активности и длительности активного эруптивного периода вулкана.

Базальты Кроноцкого вулкана принадлежат низко-К толеитовой серии, что типично для фронтальных вулканов островных дуг [Авдейко и др., 2001; Volynets, 1994; Tatsumi et al., 1995]. Однако, крайне низкие содержания кремнезема, а так-

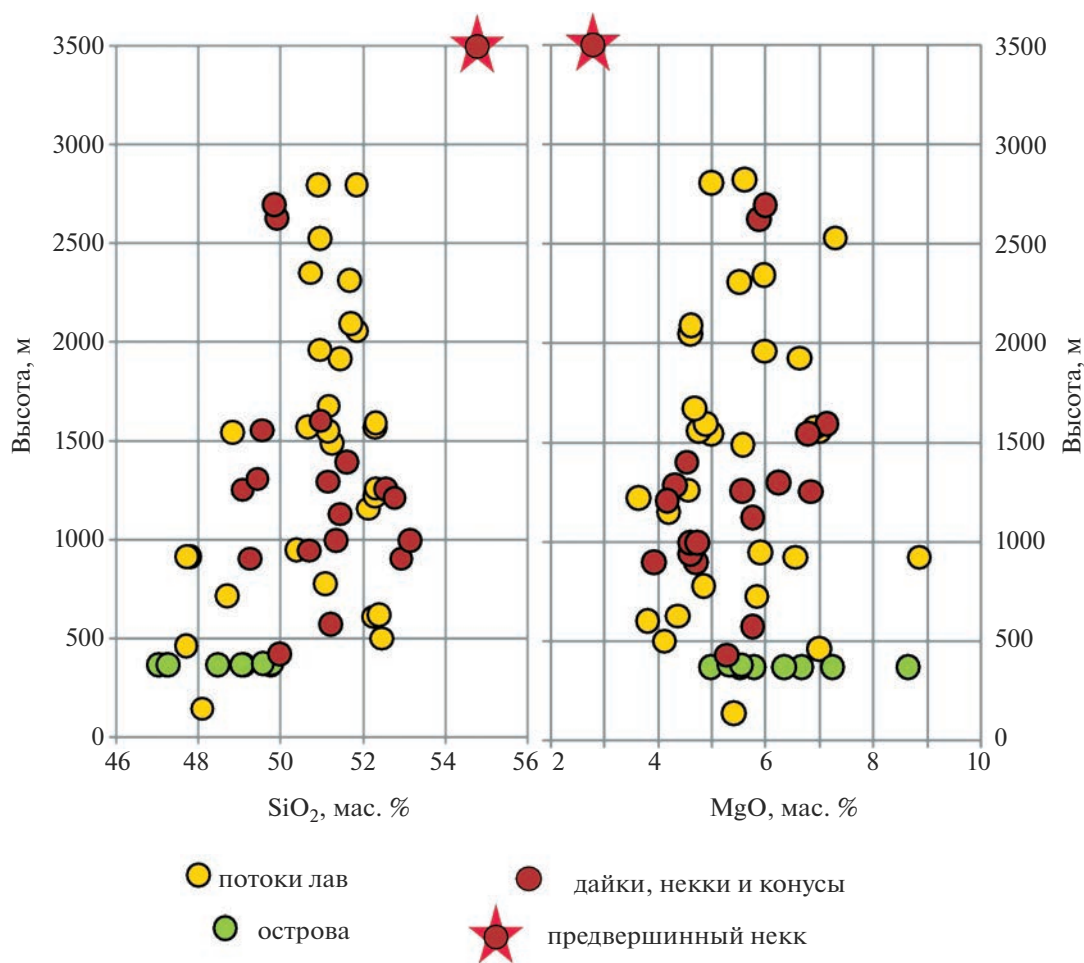


Рис. 9. Вариации содержаний SiO_2 и MgO в породах Кроноцкого вулкана в зависимости от гипсометрической позиции в постройке. Для потоков лав гипсометрическая позиция отражает относительную последовательность их формирования и отвечает стратиграфической позиции. Состав пород даек, нецков, конусов и островов показан для сравнения. Состав пород предвершинного нецка показан по данным [Фролова, 1974].

же оксидов калия, титана и фосфора в базальтах Кроноцкого вулкана выделяют их среди пород других фронтальных вулканов ВВП (см. рис. 8). Как показали наши предварительные геохимические данные [Горбач и др., 2022], подобные отличия присутствуют и на уровне микроэлементов. По сравнению с породами сходной петрохимической принадлежности ($\text{SiO}_2 < 54$ мас. %; $\text{K}_2\text{O} < 0.7$ мас. %), проявленными на других фронтальных вулканах Камчатки, породы Кроноцкого вулкана максимально обеднены высоkozарядными элементами (Ti, Nb, Ta, Hf, Zr) и легкими редкоземельными элементами (La–Nd). Такие особенности позволяют предполагать, что происхождение серии пород Кроноцкого может быть связано с крайне обедненным магматическим источником и/или же обусловлено чрезвычайно высокой степенью его плавления.

Объекты на стыке построек вулканов Кроноцкий и Крашенинникова: приложение полученных данных

Выявленные петрохимические различия между породами вулканов Кроноцкий и Крашенинникова (см. рис. 8б) позволяют уточнить принадлежность отдельных объектов, которые расположены на стыке вулканических построек или же слагают фрагментарные коренные выходы на островах Кроноцкого озера. Так, коренные выходы лав на островах Круга и Линдера, а также блоки лав на островах Конради, Рябушинского, Алмазова, Державина и Шмидта (см. табл. 1, обр. с № 52 по № 61) идентичны по составу низко-К толеитовым базальтам Кроноцкого вулкана и на этом основании могут быть отнесены к продуктам его активности. Породы полуострова Скалистый, лавы вдоль реки Кроноцкой, породы конуса Красная сопка и лавового потока, распространяющегося от конуса вниз по левому борту реки Кроноцкой, по петрохимическим критериям близки зоне ареального вулканизма вулкана Крашенинникова (см. рис. 8б).

Полученные нами выводы о принадлежности объектов, расположенных на стыке вулканических построек Кроноцкого и Крашенинникова, важны для уточнения этапов формирования уникальной природной системы, включающей наиболее крупный по площади пресноводный водоем Камчатки — озеро Кроноцкое. Считается, что именно излияния лав Кроноцкого вулкана и расположенного южнее вулкана Крашенинникова сформировали запруды, перекрывшую сток р. Палеокроноцкой, в результате чего и было образовано озеро [Крохин, 1936; Мелекесцев, 1980]. Предполагается, что потоки лав ареальной зоны Крашенинникова играли ключевую роль в формировании запруды [Фролова, 1974; Пономарева, Брайцева, 1990]. Действительно, образцы андезитовых лав, отобранные на участке порогов по обоим бортам

реки Кроноцкой идентичны (см. табл. 1, обр. № 68–69) — река “пропилила” эти потоки. Потоки андезитовых лав формируют обрывистый правый борт реки, а на левом борту обнаружены в виде единичных небольших обнажений у уреза воды, выше которых залегают андезибазальтовые лавы потока, связанного с конусом Красная сопка. Наиболее вероятно, что основной объем запруды был сформирован андезитовыми лавами со стороны вулкана Крашенинникова, а излившиеся позднее лавы конуса Красная сопка оттеснили долину реки к правому борту. По нашему мнению, излияние данного потока могло временно увеличить объем запруды, что, в свою очередь, могло привести к временному подъему уровня озера. Признаки изменения уровня озера отмечались и в работах Ленгидропроекта [Фролова, 1974], а также предполагались в работе [Пономарева, Брайцева, 1990]. Определение возраста лавовых потоков в долине реки Кроноцкой может быть интересной и важной задачей будущих исследований.

ВЫВОДЫ

Вулкан Кроноцкий — наиболее крупный стратовулкан фронтальной зоны Восточного вулканического пояса Камчатки. Используя цифровую модель рельефа, результаты дешифрирования космических снимков и данные полевых наблюдений о залегании лав в основании вулкана, объем постройки стратовулкана оценен в 350 км^3 .

Породы Кроноцкого вулкана представлены низко-К, высоко-Fe толеитовыми базальтами и андезибазальтами ($\text{SiO}_2 = 47.04\text{--}53.4$ мас. %; $\text{K}_2\text{O} = 0.24\text{--}0.58$ мас. %; $\text{FeO}^*/\text{MgO} = 1.2\text{--}2.89$). Базальты доминируют среди изученных пород. Лавы нижних и средних горизонтов постройки (до абс. выс. 1550 м н.у.м.) демонстрируют разброс содержаний кремнезема от 47.04 до 52.48 мас. %, тогда как для лав верхних горизонтов постройки характерен более узкий диапазон вариаций данного компонента ($\text{SiO}_2 = 50.67\text{--}52.29$ мас. %).

По сравнению с породами других фронтальных вулканов базальты Кроноцкого вулкана отличаются минимальными содержаниями кремнезема, калия, титана и фосфора. Эта особенность, наряду с предварительными данными по геохимии пород, позволяет рассматривать базальты Кроноцкого вулкана как производные крайне обедненного магматического источника и/или же чрезвычайно высоких степеней его плавления по сравнению с другими объектами фронтальной зоны ВВП.

Коренные выходы лав на островах Круга и Линдера и блоки лав на островах Конради, Рябушинского, Державина и Шмидта полностью идентичны по составу низко-К толеитовым базальтам Кроноцкого вулкана и на этом основа-

нии могут быть отнесены к продуктам его активности.

Породы, связанные с рядом объектов на стыке построек Кроноцкого и Крашенинникова (конус Красная сопка, лавы вдоль р. Кроноцкой, п-ов Скалистый и о. Комарова (Зеленый)) отличаются от пород Кроноцкого вулкана и по петрохимическим критериям близки лавам вулкана Крашенинникова и его ареальной зоны.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы искренне признательны сотрудникам Кроноцкого заповедника Руслану и Наталье Акбировым за неоценимую помощь и огромный вклад в реализацию многих наших маршрутов. Особая благодарность В.В. Пономаревой и Г.Н. Маркевичу за инициацию наших исследований в районе Кроноцкого озера и поддержку на всех этапах работы, а также О.В. Дирксену за обсуждение геоморфологических особенностей территории, прилегающей к Кроноцкому вулкану.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке проекта РНФ № 23-27-00053 <https://rscf.ru/project/23-27-00053/>; полые исследования 2022 г. были поддержаны проектом РНФ № 22-17-00074.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авдейко Г.П., Попруженко С.В., Палуева А.А. Современная тектоническая структура Курило-Камчатского региона и условия магмообразования // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск-Камчатский: ИВГиГ ДВО РАН, 2001. С. 9–33.
- Баранов Б.В., Цуканов Н.В., Гедике К. и др. Морфология и особенности строения зоны субдукции в районе сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг // Океанология. 2022. Т. 62. № 4. С. 611–624.
- Влодавец В.И. Вулканы Советского Союза / Отв. ред. И.Г. Головкин. М.: Гос. изд-во географической литературы, 1949. 164 с.
- Волынец О.Н., Пономарева В.В., Цурюпа А.А. Петрологические и тефрохронологические исследования вулкана Крашенинникова на Камчатке // Известия АН СССР. Сер. геологическая. 1989. № 7. С. 15–31.
- Гаврилов В.Т. Вулканы Кроноцкого заповедника // Известия ВГО. 1944. Т. 76. Вып. 5. С. 241–249.
- Горбач Н.В., Рогозин А.Н., Пономарева В.В. Вулкан Кроноцкий (Восточная Камчатка): особенности строения и первые представительные данные по геохимии пород // Материалы XXV ежегодной научной конференции, посвященной Дню вулканолога: Вулканизм и связанные с ним процессы. Петропавловск-Камчатский, 2022. С. 30–33.
- Гущенко И.И. Некоторые замечания о Кроноцкой сопке и ее побочных образованиях // Бюлл. вулканол. станций. 1957. № 26. С. 75–80.
- Гущенко И.И. Вулкан Кроноцкий // Действующие вулканы Камчатки. Т. 2. М.: Наука, 1991. С. 52–61.
- Действующие вулканы Камчатки. Т. 2 // Отв. ред. С.А. Федотов, Ю.П. Масуренков. М.: Наука, 1991. 415 с.
- Крохин Е.М. Исследование Кроноцкого озера в марте-мае 1935 г. // Известия ВГО. 1936. Т. 68. Вып. 5. С. 702–727.
- Мелекесцев И.В. Вулканизм и рельефообразование // Отв. ред. К.Н. Рудич. М.: Наука, 1980. 212 с.
- Мелекесцев И.В. Действующие и потенциально активные вулканы Курило-Камчатской островной дуги в начале XXI в.: этапы исследований, определение термина “действующий вулкан”, будущие извержения и вулканическая опасность // Вестник КРАУНЦ. Сер. Науки о Земле. 2006. Вып. 7. № 1. С. 15–35.
- Новейший и современный вулканизм на территории России. М.: Наука, 2005. 604 с.
- Новограбленов П.Т. Каталог вулканов Камчатки // Известия ВГО. Т. 64. Вып. 1. 1932. С. 88–99.
- Пономарева В.В. Вулкан Крашенинникова: история формирования и динамика активности // Вулканология и сейсмология. 1987. № 5. С. 28–44.
- Пономарева В.В., Брайцева О.А. Вулканическая опасность для района Кроноцкое озеро – Узон – Долина гейзеров // Вулканология и сейсмология. 1990. № 1. С. 27–42.
- Пономарева В.В., Чурикова Т.Г., Мелекесцев И.В. и др. Позднеплейстоцен-голоценовый вулканизм Камчатки // Изменение окружающей среды и климата: природные и связанные с ними техногенные катастрофы. 2008. Т. II. Новейший вулканизм северной Евразии: закономерности развития, вулканическая опасность, связь с глубинными процессами и изменениями природной среды и климата. М.: ИГЕМ РАН, С. 19–40.
- Тобелко Д.П., Горбач Н.В., Портнягин М.В. и др. Первые данные по составу минералов и предварительные оценки условий кристаллизации магм Кроноцкого вулкана (Восточный вулканический пояс Камчатки) // Материалы XXVI ежегодной научной конференции, посвященной Дню вулканолога: Вулканизм и связанные с ним процессы. Петропавловск-Камчатский, 2023. С. 70–74.
- Шмидт П.Ю. Работы зоологического отдела на Камчатке в 1908–1909 гг. // Камчатская экспедиция Федора Павловича Рябушинского, снаряженная при содействии Русского географического общества. Зоологический отдел. Вып. 1. М.: Типография Товарищества Рябушинских, 1916. 432 с.
- Фролова М.Л. Район Кроноцкой сопки и вулкана Крашенинникова // Материалы IV Всесоюзного вулканологического совещания: Вулканы и геотермы Камчатки / Отв. ред. Э.Н. Эрлих. Петропавловск-Камчатский: ИВ ДВНЦ АН СССР, 1974. С. 193–223.
- Яцковский А.И. Маршрут первовосхождения на Кроноцкий вулкан // Бюлл. вулканол. станций. 1957. № 26. С. 81–85.
- Amosova A.A., Panteeva S.V., Chubarov V.M., Finkelshtein A.L. Determination of major elements by wavelength-dispersive X-ray fluorescence spectrometry and trace elements by inductively coupled plasma mass spectrometry in igneous rocks from the same fused sample (110mg) // Spectrochim. Acta. Part B. 2016. V. 122. P. 62–68. <https://doi.org/10.1016/j.sab.2016.06.001>

- Arculus R.J.* Use and Abuse of the Terms Calcalkaline and Calcalkalic // *J. of Petrology*. 2003. V. 44. № 5. P. 929–935.
- Aoki Yosuke, Tsunematsu Kae, Yoshimoto Mitsuhiro.* Recent progress of geophysical and geological studies of Mt. Fuji Volcano, Japan // *Earth-Science Reviews*. 2019. V. 194. P. 264–282.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.05.003>
- Grosse P., Euillades P.A., Euillades L.D. et al.* A global database of composite volcano morphometry // *Bull. Volcanol.* 2014. P. 784.
<https://doi.org/10.1007/s00445-013-0784-4>
- Gill J.B.* Orogenic andesites and plate tectonics. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag. 1981. 390 p.
- Gorbatov A., Kostoglodov V., Suarez G., Gordeev E.* Seismicity and structure of the Kamchatka subduction zone // *J. of Geophys. Res.* 1997. V. 102(B8). P. 17833–17898.
- Kepezhinskas P., McDermott F., Defant M. J. et al.* Trace element and Sr–Nd–Pb isotopic constraints on a three-component model of Kamchatka Arc petrogenesis // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1997. V. 61(3). P. 577–600.
- Miyashiro A.* Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // *American Journal of Science*. 1974. V. 274. P. 321–355.
- Straub S.M.* Compilation of published major and trace elements and Sr–Nd–Pb–Hf isotope ratios of Quaternary-age arc volcanic rocks from 9 arc settings. Version 1.0. Interdisciplinary Earth Data Alliance (IEDA). 2017.
<https://doi.org/10.1594/IEDA/100664>.
- Tatsumi Y., Kogiso T., Nohda S.* Formation of a third volcanic chain in Kamchatka: generation of unusual subduction-related magmas // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1995. V. 120. P. 117–128.
<https://doi.org/10.1007/BF00287109>
- Volynets O.N.* Geochemical types, petrology and genesis of Late Cenozoic volcanic rocks from the Kurile–Kamchatka Island arc system // *International Geological Review*. 1994. V. 36. № 4. P. 373–405.
- Yamamoto T., Nakano S., Ishizuka Y.* Temporal variations of magma composition, eruption style and rate at Fuji Volcano, Japan // *Earth Planets and Space*. 2021. V. 73. Article number: 169.
<https://doi.org/10.1186/s40623-021-01505-1>

Geological Structure Features and Rocks Composition of Kronotsky Volcano, the Largest Stratovolcano in the Frontal Zone of the Eastern Volcanic Belt of Kamchatka

N. V. Gorbach¹, * and A. N. Rogozin¹

¹*Institute of Volcanology and Seismology, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, bul'var Piipa, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006 Russia*

*e-mail: n_gorbach@mail.ru

Based on the results of 2020–2022 field works, this paper presents a characterization of the geological structure and whole rock composition of Kronotsky volcano, one of the poorly studied eruptive centers of the Eastern Volcanic Belt (EVB) of Kamchatka. The volume of the volcanic edifice is estimated at 350 km³, that significantly exceeds the volumes of other stratovolcanoes of the frontal zone of EVB. Rocks of a volcano are presented by low-K, high-Fe tholeiitic basalts and basaltic andesites (SiO₂ = 47.04–53.15 wt %; K₂O = 0.24–0.65 wt %; FeO*/MgO = 1.2–2.89). The basalts show extremely low contents of silica, potassium, titanium, and phosphorus in comparison with rocks of other frontal volcanoes of Kamchatka. The revealed petrochemical features were used to clarify the belonging of the objects located at the junction of Kronotsky and Krashenninnikov volcanic edifices. The obtained data will serve as the background for further petrological and geochemical studies of the volcano, and also may be used for reconstruction the sequence of volcanic events in this area, including clarification of the history of Kronotsky Lake formation.

Keywords: Kronotsky volcano, volume of stratovolcano, low-potassic basalts, Eastern volcanic belt of Kamchatka

УДК 550.442:553.8:552.323

ТЕФРА С ОСТРОВНОГО ВНУТРИПЛИТНО-ОКЕАНИЧЕСКОГО ВУЛКАНА КУМБРЕ-ВЬЯХА (ИЗВЕРЖЕНИЕ 2021 г.)

© 2023 г. В. И. Силаев^a, *, Г. А. Карпов^b, **, А. С. Шуйский^a, А. Ф. Хазов^a, Г. В. Игнатъев^a,
С. Н. Шанина^a, Б. А. Макеев^a, И. В. Смолева^a, Д. В. Киселёва^c

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

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

^cИнститут геологии и геохимии УрО РАН, ул. Вонсовского, 15, Екатеринбург, 620016 Россия

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

**e-mail: karpovga@kscnet.ru

Поступила в редакцию 13.02.2023 г.

После доработки 08.04.2023 г.

Принята к публикации 27.06.2023 г.

Проведены комплексные минералого-геохимические исследования представительной пробы тефры с вулкана Кумбре-Вьяха (извержение 2020–2021 гг.), имеющей гравийно-псаммитовый гранулометрический состав, и характеризующейся аномально высокой степенью везикулярности частиц. По валовому химическому составу эта тефра соответствует переходу от щелочных пикробазальтов к щелочным базальтам, принципиально отличаясь от пеплов тефры окраинно-континентальных вулканов. В составе исследованной тефры обнаружено 45 микроэлементов с валовым содержанием до 2333 г/т, что превышает таковое в тефрах островодужных вулканов. По соотношению геохимических критериев тефра с вулкана Кумбре-Вьяха соответствует средним показателям для внутриплитных вулканов в океанах. Геохимической особенностью изученной тефры является сильное обогащение лантаноидами, благородными и платиноидными металлами. В составе литогенной газовой фазы, выделенной нагреванием из исследуемой тефры, установлены H_2 , CO , CO_2 , H_2O , CH_4 , C_2H_4 , C_2H_6 , C_3H_6 , C_3H_8 . Пропорции между неорганическими компонентами в газовой фазе в целом соответствуют пограничной области между коровыми и мантийно-коровыми производными, но при этом обнаруживается относительно низкое содержание воды. В составе микролитов выявлены и изучены оливин состава For_{73-84} , существенно диопсидовый клинопироксен, плагиоклазы состава андезин-битовнит, хромшпинелиды, фазово-гомогенные твердые растворы ильменита в магнетите, фазы Ni-Cu-содержащего самородного железа, кварц, натриевые гидроксил-хлориды. Кроме того, в тефре вулкана Кумбре-Вьяха обнаружено дисперсно-рассеянное углеродное вещество с изотопным составом углерода $\delta^{13}C_{PDB} = -30...-24\text{‰}$, что соответствует изотопному составу углерода в abiогенных углеродных веществах вулканогенного происхождения. Вся совокупность результатов минералого-геохимических исследований характеризует вулкан Кумбре-Вьяха как типичного представителя внутриплитно-океанических плюмовых вулканов.

Ключевые слова: плюмовые вулканы, Кумбре-Вьяха (2020–2021 гг.), химизм, микроэлементы, литогенная газовая фаза, микролиты, abiогенное углеродное вещество

DOI: 10.31857/S0203030623700268, **EDN:** WERUSL

ВВЕДЕНИЕ

Зарегистрированные извержения вулкана Кумбре-Вьяха на о. Ла Пальма (Испания) в Атлантическом океане (рис. 1а) происходили, начиная с XV века, с периодичностью от 31 до 237 лет. Последняя активизация произошла 19 сентября 2020 г., начавшись мощными выбросами пеплов и излиянием лав (см. рис. 1б). Достигнув максимума в ноябре, и постепенно затухая, извержение закончилось внезапно 25 января 2021 г. Оно стало рекордным по объему эксплозивного (пеплового) материала и катастрофичным по экологическим

последствиям — было уничтожено до 3000 построек, осуществлялась массовая эвакуация населения [Cívico et al., 2022].

Историю последнего извержения подразделяют на три стадии [Romero et al., 2022]: зарождения — предколлапсную, кульминации — синколлапсную и постепенного затухания — постколлапсную (см. рис. 1в). Особенность вулкана Кумбре-Вьяха состоит в том, что он является ярким примером вулканов, функционирующих, в отличие от островодужных, на субстрате не континентальной [Гордеев, Бергаль-Кувикас, 2022; Гордеев, Кар-

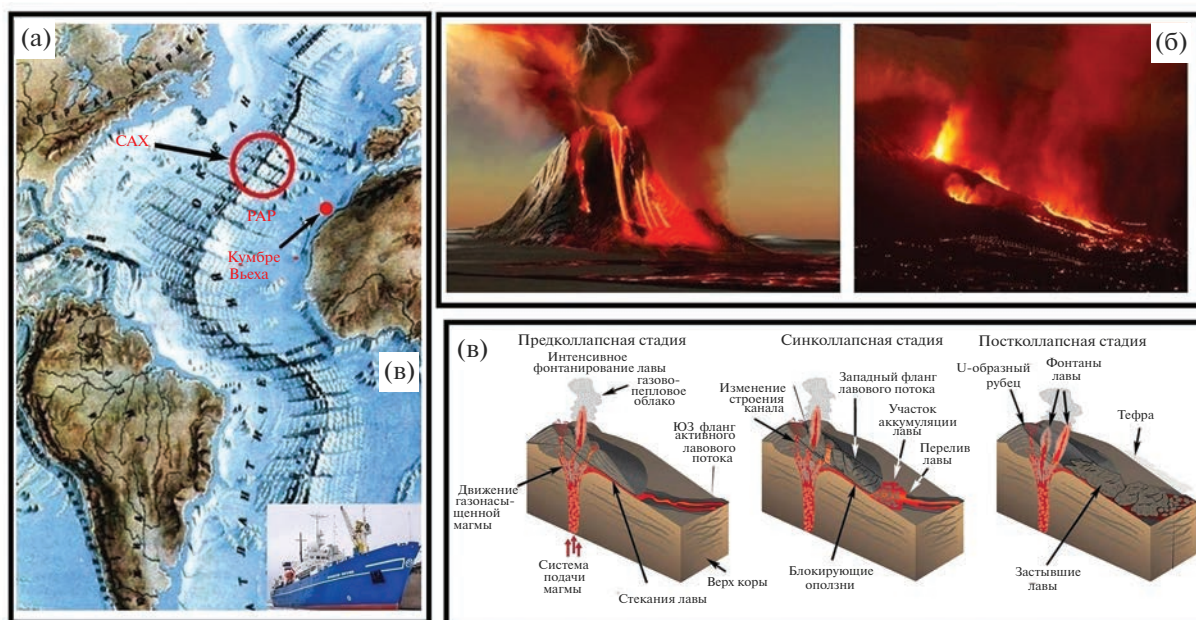


Рис. 1. Вулкан Кумбре-Вьяха.

а – геодинамическая позиция, САХ – Срединно-Атлантический хребет; РАР – Российский разведывательный район в рифтовой зоне САХ; б – извержение 2021 г.; в – модель стадийности извержения Кумбре-Вьяха, по [Romero et al., 2022].

пов, 2022], а океанической коры в результате прорыва к поверхности глубинного вещества вследствие так называемых мантийных плюмов [Соболев, Никогонесян, 1994; Салтыковский, Титаева, 1998; Грачев, 2003; Чернышева, Ерошенко, 2019].

ОБЪЕКТ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Проба тефры извержения Кумбре-Вьяха–2021 г. была отобрана 10.10.2021 г. в период первой, наиболее мощной стадии извержения из горизонта толщиной 7 см в точке с координатами 28°37'26.32" с.ш. и 17°53'4.45" з.д. Общий вес отобранной пробы составил 147.7 г. Нам на исследование была передана часть этой пробы весом 17.222 г. Полученный материал гранулометрически оказался сильно неоднородным, распределяясь по фракциям следующим образом (рис. 2): 1) гравий +3 мм – 2.155 г (12.51%); 2) гравий –3 + 2 мм – 1.295 г (7.52%); 3) песок грубозернистый –2 +1 мм – 3.693 г (21.44%); 4) песок крупнозернистый –1 + 0.5 мм – 5.812 г (33.74%); 5) песок среднезернистый –0.5 + 0.25 мм – 3.521 г (2.44%); 6) песок мелкозернистый –0.25 мм – 0.746 г (4.35%). Пропорция между гравийными и песчаными фракциями составила 0.25 (см. рис. 2). В ходе исследования были использованы следующие аналитические методы: термический анализ (DTG-60A/60 AH Shimadzu); рентгеновская дифрактометрия (Shimadzu XRD-6000); сканирующая электронная микроскопия (JSM-6400 с ЭД и волновым спектрометра-

ми); масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой (Agilent 7700x); рентгенофлуоресцентный анализ (Shimadzu XRF-1800); определение валового содержания углерода методом кулонометрического титрования по величине pH (Ан-7529М); изотопная спектрометрия углерода (Delta V+ (Finnigan) с элементным анализатором Flash EA-HT 1112 и газовым коммутатором Confo IV; изотопная спектрометрия стронция и неодима (Triton Plus Thermo Fisher Scientific); газовая хроматография ("Цвет-800" с пиролитической приставкой).

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Во всех гранулометрических фракциях исследованной пробы морфология частиц заметно отклоняется от изометричности, но в разной степени (коэффициент удлинения частиц: среднее $\pm$ СКО, в скобках – коэффициент вариации в %): *гравий* +3 мм = 1.47 ± 0.36 (24); *гравий* –3 + 2 мм = 1.85 ± 0.49 (26); *песок грубозернистый* = 2.08 ± 0.7 (34); *песок крупнозернистый* = 2.22 ± 0.75 (34); *песок среднезернистый* = 1.76 ± 0.56 (32); *песок мелкозернистый* = 2.28 ± 0.79 (35%). Таким образом, степень удлинения частиц в ряду гранулометрических фракций последовательно увеличивается в направлении от гравия +3 мм до крупнозернистого песка, а затем сокращается в среднезернистом песке и далее скачкообразно возрастает до максимума в мелкозернистом песке. При этом в преде-

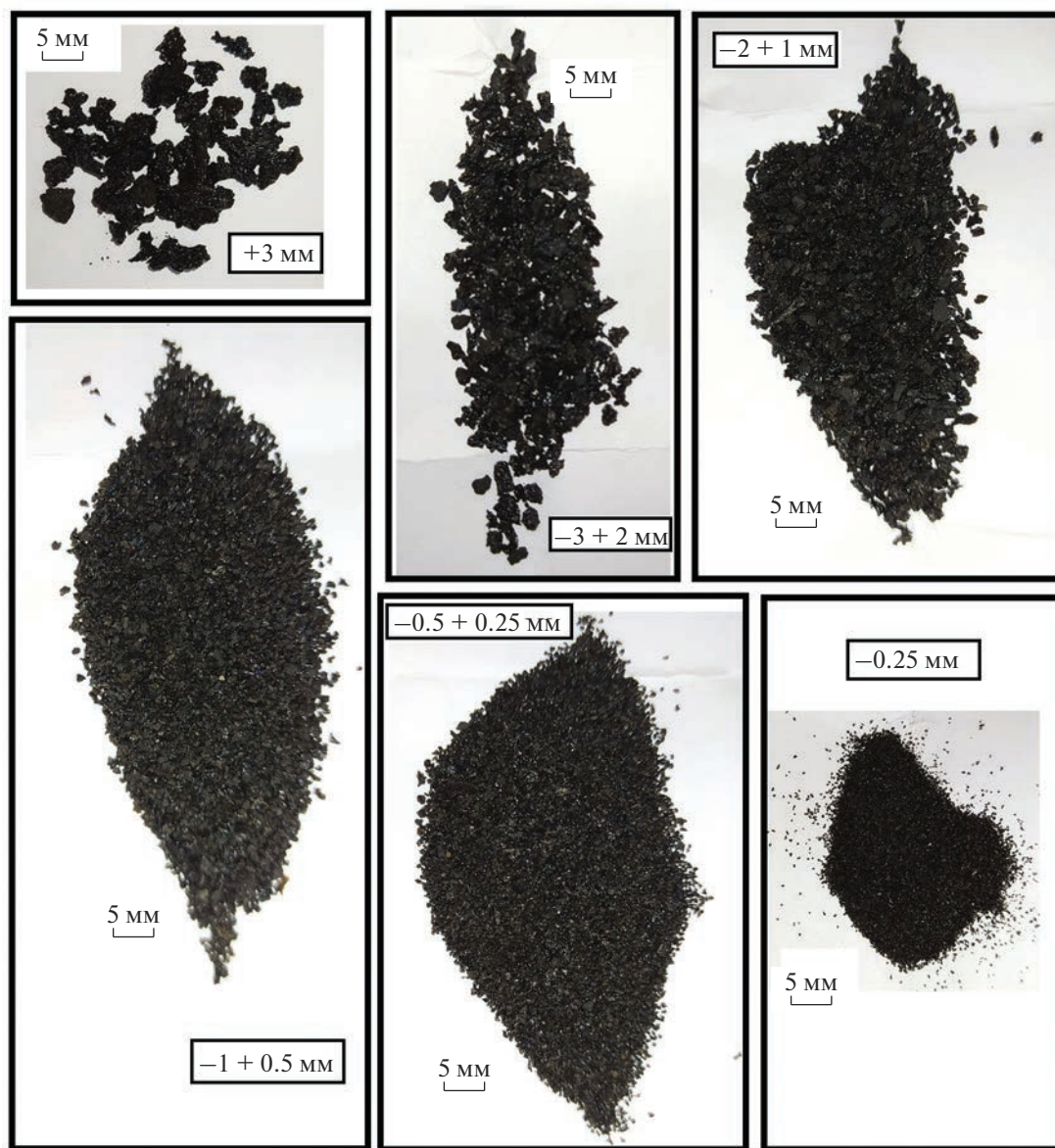


Рис. 2. Гранулометрические фракции в исследованном образце тефры с вулкана Кумбре-Вьяха.

лах отдельных фракций степень удлинения колеблется весьма умеренно — коэффициенты вариации лежат в пределах 24–35%.

Важная особенность частиц в исследуемой тефре — высокая степень их везикулярности (рис. 3, 4), явно превышающая таковую в частицах пеплов и тефр островодужных вулканов. Это свидетельствует о повышенной газонасыщенности пеплов Кумбре-Вьяха. Везикулы имеют в основном овальную форму с незначительным варьированием по размерам. В *гравийных* частицах размеры везикул лежат статистически в пределах $(162 \pm 140) \times (98 \pm 83)$ мкм с коэффициентом удлинения 1.67 ± 0.54 . Коэффициент корреляции между длиной и шириной составляет 0.86. В *песчаных* части-

цах те же параметры составляют $(156 \pm 146) \times (105 \pm 113)$ мкм, 1.57 ± 0.64 и 0.94. Следовательно, устанавливается практически тождественность параметров везикулярности в частицах гравийных и псаммитовых фракций, что указывает на генетическую однородность исследованного материала.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Исследованная нами тефра имеет следующий валовый химический состав (мас. %): SiO_2 44.22 ± 0.53 ; TiO_2 2.17 ± 0.08 ; ZrO_2 1.57 ± 3.64 ; Al_2O_3 12.28 ± 4.11 ; Fe_2O_3 13.19 ± 0.43 ; Cr_2O_3 0.06 ± 0.014 ; NiO 1.52 ± 3.68 ; CuO 0.03 ± 0.02 ; ZnO 0.03 ± 0.01 ;

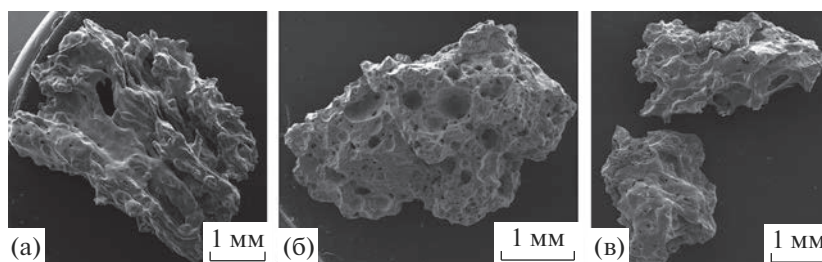


Рис. 3. Облик типичных частиц гравийных фракций.

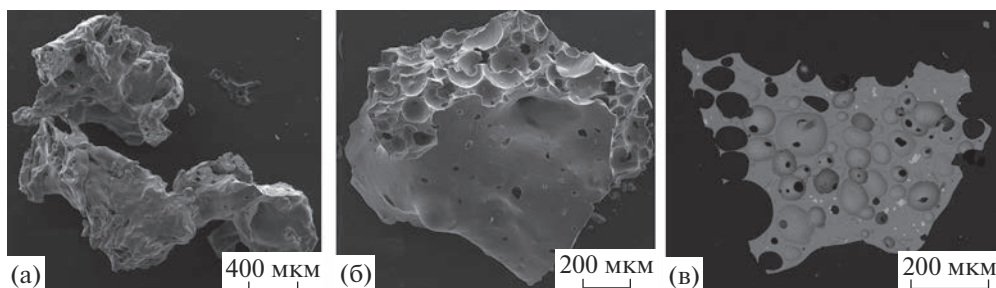


Рис. 4. Облик типичных частиц песчаных фракций.

MnO 0.16 ± 0.01 ; MgO 7.34 ± 0.8 ; CaO 11.32 ± 0.25 ; SrO 0.16 ± 0.01 ; Na₂O 3.87 ± 0.16 ; K₂O 2.1 ± 0.14 ; P₂O₅ 0.89 ± 0.08 ; SO₃ 0.26 ± 0.14 ; Cl 0.14 ± 0.04 . Преобладающая в частицах тефры стеклофаза отличается несколько большей кремнеземистостью, глиноземистостью и щелочностью, но более низкой магниальностью, железистостью и известковистостью. Очевидно, что это обусловлено разницей химического состава вулканического стекла и содержащихся в нём микролитов, влияющих на валовый состав тефры.

В рамках петрохимической номенклатуры (рис. 5) исследованная тефра соответствует переходу от щелочных пикробазальтов к щелочным базальтам (базанитам). При этом стеклофаза в ней соответствует только щелочным базальтам. Полученные нами данные по тефре достаточно близки к таковым для лав и шлаков вулкана Кумбре-Вьяха, изученных другими исследователями [Romero et al., 2022]. Следует подчеркнуть, что выявленные особенности химизма исследованных продуктов извержения — пикробазальты и базальты, обогащенные магнием и щелочами — типоморфны именно для плюмовых вулканов [Грачев, 2003]. По общему химизму вулканисты Кумбре-Вьяха близки к океаническим вулканистам рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта, отличаясь от последних лишь сильно повышенной (в 2–3 раза) щелочностью. Наряду с этим вулканисты Кумбре-Вьяха по химическому составу принципиально отличаются от тефр, шлаков и лав островодужных камчатских вулканов, кото-

рые соответствуют трахи- и нормально-низкощелочным базальтам, андезибазальтам и андезитам.

Таким образом, с учетом результатов наших предыдущих исследований [Карпов и др., 2017; Силаев и др., 2019а, 2019б, 2020, 2021] современные вулканисты можно подразделить на три основных типа (см. рис. 5): 1) продукты извержения *плюмовых вулканов* — Кумбре-Вьяха и Этна; 2) близкие к плюмовым по общему химизму *пикробазальты САХ*; 3) принципиально отличные от плюмовых и САХ-рифтовых вулканистов продукты извержения *островодужных вулканов*. Некоторым исключением из приведенного ряда выглядит изученная нами тефра с вулкана Эребус, отличающаяся кислотностью и аномально высокой щелочностью (фонолиты). Но и в этом случае можно увидеть результат эволюции продуктов извержения скорее плюмовых, чем островодужных вулканов [Giehl et al., 2013].

МИКРОЭЛЕМЕНТЫ

В составе исследованной нами тефры обнаружено 45 микроэлементов (табл. 1), валовое содержание которых достигает 2333.3 г/т, что заметно превышает таковое в тефрах островодужных вулканов. В ряду гранулометрических фракций тефры Кумбре-Вьяха в направлении от гравийной к псаммо-мелкозернистой валовое содержание микроэлементов сокращается примерно на 5%. С позиций Ю.Г. Щербакова [1976] выявленная в тефре ассоциация микроэлементов демонстрирует

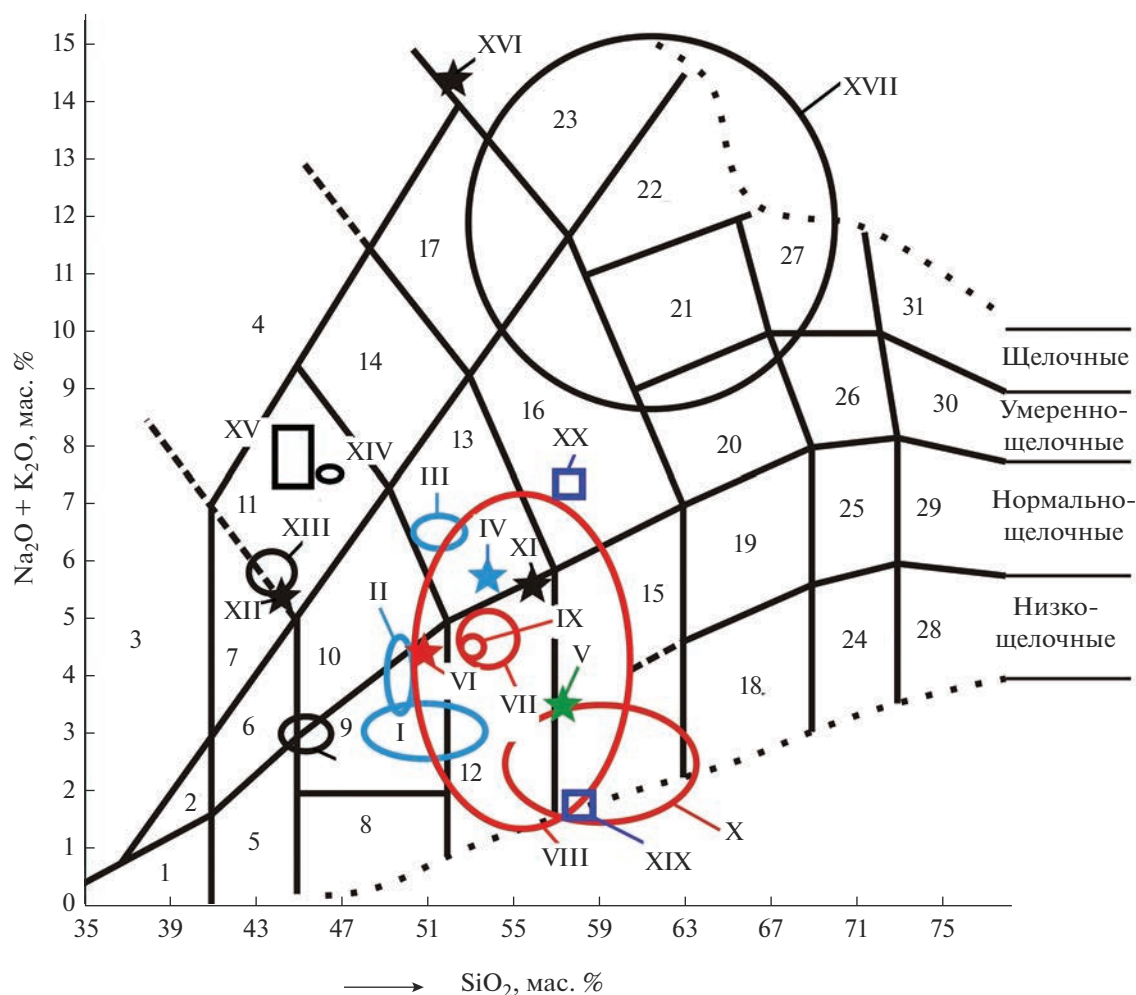


Рис. 5. Диаграмма TAS, иллюстрирующая химизм исследованных пеплов и тефр.

Поля на диаграмме: 1 – пикриты; 2, 3 – пикриты, соответственно умеренно-щелочные и щелочные; 4 – фойдиты; 5–7 – пикробазальты, соответственно ультраосновные, умеренно-щелочные, щелочные (тефриты); 8 – базальты основные; 9 – базальты; 10 – трахибазальты; 11 – базальты щелочные (базаниты); 12 – андезибазальты; 13 – трахиандезибазальты; 14 – фонотефриты; 15 – андезиты; 16 – трахиандезиты; 17 – тефрифенолиты; 18 – дациты низкощелочные; 19 – дациты; 20 – трахидациты; 21 – трахиты; 22 – трахиты щелочные; 23 – фонолиты; 24 – риодациты низкощелочные; 25 – трахидациты; 26 – трахириодациты; 27 – риодациты щелочные (пантеллериты); 28 – риолиты низкощелочные; 29 – риолиты; 30 – трахириолиты; 31 – риолиты щелочные (комендиты).

Объекты исследований: I – Толбачик, БТТИ (1975–1976 гг.), лавы; II – Толбачик, БТТИ, алмазосодержащая тефра; III – Толбачик, ТТИ-50 (2012–2013 гг.), лавы; IV – Толбачик, ТТИ-50, алмазосодержащая тефра; V – Корякский (2008–2009 гг.), алмазосодержащая тефра; VI – Ключевской (2009 г.), алмазосодержащая тефра; VII – Ключевской (кратерное извержение, 2020–2021 гг.), тефра; VIII – Ключевской (кратерное извержение, 2020–2021 гг.), тефра; IX – Ключевской, прорыв Горшкова (2021 г.), лава, шлаки, бомба, тефра; X – Ключевской, прорыв Горшкова (2021 г.), стеклофаза в лаве, шлаках, бомбе, тефре; XI – Эйяфьядлайёкюдль, Исландия (2010 г.), тефра; XII – Этна, Сицилия (1669 г.), тефра; XIII – Кубре-Вьяха (2021 г.), тефра; XIV – Кубре-Вьяха (2021 г.), стеклофаза в тефре; XV – Кумбре-Вьяха (2021 г.), шлаки и лава (данные по [Romero et al., 2022]); XVI – Эребус, Антарктида (2000 г.), тефра; XVII – Эребус, Антарктида (2000 г.), стеклофаза в тефре; XVIII – Российский разведочный район в зоне Срединно-Атлантического хребта (отбор в 2019–2020 гг.), лавы, шлаки; XIX, XX – средние составы вулканической стеклофазы соответственно в фумароле Ядовитой (БТТИ) и из газоконденсатов с прорыва Горшкова.

в целом низкий – доконтинентально-коровый – уровень геохимической дифференциации, на что указывают отношения групповых содержаний (центростремительных + минимально-центробежных) и (дефицитно-центробежных + центробежных) элементов. При этом обнаруживается некоторое снижение степени дифференцирован-

ности в направлении от гравийных фракций к песчаным.

На основе геохимических индикаторов можно сделать следующие геодинамические выводы. По соотношению Nb/La и La/Yb исследованная нами тефра соответствует средним показателям для вулканитов внутриплитных океанических остро-

Таблица 1. Микроэлементы в составе тефры с вулкана Кумбре-Вьяха, г/т

Элементы	1	2	3	4	5
Li	7.5	7.5	7.3	7	7.2
Be	2.1	2	2	1.9	2
V	286	287	283	291	291
Cr	250	228	294	295	270
Co	44	41	44	43	42
Ni	95	83	107	101	93
Zn	104	212	270	183	102
Ga	20	20	20	20	20
Ge	4.4	4.4	4.8	4.8	4.6
Rb	34	34	34	33	35
Ba	521	532	512	497	518
Cd	5.3	5.5	5.6	5.5	5.2
Cs	0.42	0.42	0.4	0.39	0.41
Zr	306	306	305	303	306
Hf	8	7.7	7.6	7.7	7.4
Ta	68	75	23	8.2	6.1
W	1.1	1.1	1.1	0.98	1
Nb	75	78	75	73	76
Mo	3.7	3.9	3.4	3.3	3.4
Pb	4.6	5.9	4.8	3.7	3.4
Bi	62	69	18	3.6	1.8
Th	14	14	14	13	14
U	2.5	2.5	2.3	2.2	2.3
Ag	0.87	0.89	0.92	0.9	0.87
Au	4.8	5.3	1.5	0.49	0.28
Ir	0.028	0.033	0.031	0.03	0.034
Pt	0.1	0.097	0.095	0.096	0.092
Rh	0.08	0.076	0.069	0.068	0.069
Pd	3.6	3.6	3.5	3.5	3.6
Sc	24	24	24	26	23
Y	28	28	28	28	28
La	76	75	74	72	73
Ce	148	148	145	141	146
Pr	17	17	17	17	17
Nd	67	67	66	64	65
Sm	12	11	11	11	11
Eu	3.9	3.8	3.8	3.7	3.8
Gd	13	13	12	12	12
Tb	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5
Dy	7.1	7	6.9	6.9	6.8
Ho	1.2	1.2	1.2	1.2	1.2
Er	3.3	3.2	3.2	3.2	3.1
Tm	0.4	0.4	0.39	0.38	0.38
Yb	2.4	2.3	2.3	2.3	2.3
Lu	0.36	0.34	0.34	0.34	0.34
Сумма	2333.258	2432.656	2441.045	2296.874	2211.175
Ц ₁	17.04	14.84	18.44	19.29	18.5
Ц ₂	17.83	21.58	23.72	21.81	18.9
Ц ₃	4.13	4.26	2.16	1.66	1.62
Ц ₄	61	59.32	55.68	57.24	60.98
Ц ₃₊₄ /Ц ₁₊₂	1.85	1.75	1.37	1.43	1.67

Примечание. 1 – валовый состав; 2–5 – гранулометрические фракции (мм), соответственно +2 (гравийная), –2 + 1 (пески грубозернистые), –1 + 0.5 (пески крупнозернистые), –0.5 мм (пески средне-мелкозернистые).

Группы элементов по геохимическим свойствам [Щербаков, 1976]: Ц₁ – центростремительные, Ц₂ – минимально-центробежные, Ц₃ – дефицитно-центробежные, Ц₄ – центробежные.

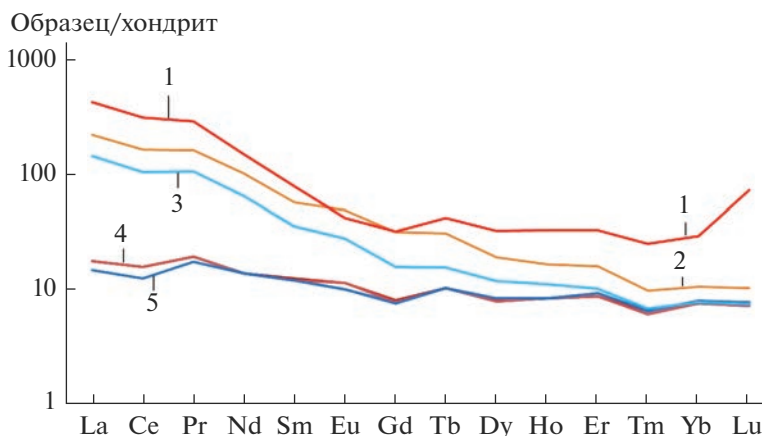


Рис. 6. Хондритнормированные концентрации лантаноидов в вулканических пеплах и тефрах. 1 – Эребус (2002 г.), 2 – Кумбре-Вьяха (2021 г.), 3 – Этна (1645 г.), 4 – Ключевской (кратерное извержение, 2020–2021 гг.), 5 – Ключевской (прорыв Горшкова, 2021 г.)

вов (OIB). В координатах отношений Th/Yb – Ta/Yb и $\text{Hf}/3\text{--Th--Ta}$ [Wood, 1980] наш образец тоже отвечает внутриплитным вулканам в океанах. На треугольной диаграмме $\text{Y}/15\text{La}/10\text{--Nb}/8$ [Cabanis, Lecomte, 1989] материал исследованной пробы попадает в поле плюмовых вулканов. В этой связи большой интерес представляют данные по изотопии стронция и неодима. В нашем случае вулканический материал характеризуется следующими значениями изотопных коэффициентов: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.703687 \pm 0.000012$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513086 \pm 0.000009$. Полученные результаты соответствуют магматитам именно мантийного происхождения.

Обращает также на себя внимание высокое содержание в исследуемой тефре сидерофильных элементов – V, Cr, Co, Ni, когерентных глубинным основным и ультраосновным магматическим породам. Это можно интерпретировать как следствие выноса перечисленных элементов при дегазации мантии [Дмитриев и др., 1970]. Индикаторной является также лантаноидная геохимия. В этом отношении тефра Кумбре-Вьяха по сравнению с пеплами островодужных вулканов, во-первых, характеризуется многократно большей суммарной концентрацией элементов, что типично именно для плюмовых вулканов. А во-вторых, в ней лантаноиды демонстрируют тренд последовательного сокращения хондритнормированных концентраций в направлении от элементов цериевой подгруппы к элементам иттриевой подгруппы (рис. 6), что отражается величиной отношения $\text{La}_\text{N}/\text{Ib}_\text{N} = 21.8\text{--}22.7$. В тефрах островодужных вулканов, как известно, реализуется субгоризонтальный тренд таких концентрациях с $\text{La}_\text{N}/\text{Ib}_\text{N} = 3\text{--}4$.

Особый интерес вызывает факт аномального обогащения исследованной тефры благородны-

ми и платиноидными элементами. Сумма их валовых содержаний достигает 9.5 г/т, снижаясь в направлении от 10 г/т в гравийных фракциях до 5 г/т в мелкозернистых песках. В части золота валовое содержание изменяется в ряду гранулометрических фракций от 5 до 0.3 г/т, из чего следует, что оно в тефре Кумбре-Вьяха в основном присутствует в фазово-гетерогенной форме, т. е. в виде золотин. Следует напомнить, что ранее подобное обогащение отмечалось для плюмовых исландских вулканов [Карпов и др., 2012].

ЛИТОГЕННАЯ ГАЗОВАЯ ФАЗА

Анализ состава литогенной газовой фазы, выделенной нагреванием из исследуемой тефры, привел к следующему результату (мкг/г): $\text{H}_2 = 0.25$; $\text{CO} = 9.76$; $\text{CO}_2 = 88.95$; $\text{H}_2\text{O} = 120$; $\text{CH}_4 = 0.80$; $\text{C}_2\text{H}_4 = 21.37$; $\text{C}_2\text{H}_6 = 0.32$; $(\text{C}_3\text{H}_6 + \text{C}_3\text{H}_8) = 1.55$. Из приведенных данных следует, что состав неорганических компонентов газовой фазы в целом соответствует пограничной области между коровыми и мантийно-коровыми производными, но при этом характеризуется относительно низким содержанием воды (рис. 7). Состав органических газов отличается ранее еще не отмечавшимся в вулканиках преобладанием углеводородов C_2 над суммой $\text{C}_1 + \text{C}_3$.

МИКРОЛИТЫ

Методом рентгенофазового анализа в составе исследуемой тефры диагностированы пять минералов (d_0 , Å, в скобках – индексы hkl).

Оливин: 5.11–5.14 (020); 3.90–3.91 (021); 2.99 (002); 2.77–2.79 (130); 2.51–2.52 (131); 2.46–2.47 (112); 2.36 (041); 2.27–2.28 (122); 2.24–2.26 (140); 2.16–2.17 (211).

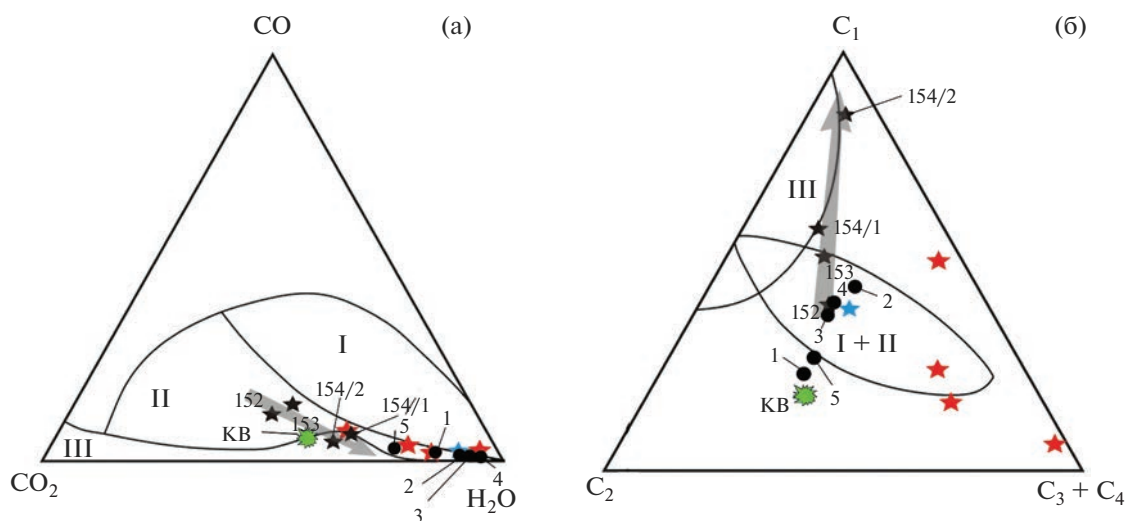


Рис. 7. Состав неорганических (а) и органических (б) литогенных газов в исследованных пеплах.

Области на треугольниках: I — мантийные производные, II — продукты мантийно-коровых взаимодействий, III — коровые образования. Звезды: черные — тефра кратерных извержений вулкана Ключевской (2020 г.); красные — тефра с вулкана Этна (1669 г.); синяя — пепел с вулкана Эребус (2000 г.). Черные круги — продукты побочного извержения вулкана Ключевской (Прорыв Горшкова, 2021 г.); лава (1), шлаки (2–4), бомба (5). КВ — тефра с вулкана Кумбре-Вьяха.

Клинопироксен: 4.68–4.71 (220); 4.43–4.44 (11–1); 3.64 (111); 3.34–3.35 (021); 3.21–3.22 (220); 2.99–3 (22–1); 2.94–2.95 (310); 2.90 (31–1); 2.55–2.57 (13–1); 2.51–2.54 (002); 2.28–2.30 (311); 2.22 (112); 2.14–2.17 (330); 2.13 (33–1); 2.11 (42–1); 2.03–2.04 (041); 2.02 (40–2); 1.858 (331); 1.832–1.835 (510); 1.816–1.817 (132); 1.770–1.772 (421); 1.745–1.749 (150); 1.683 (15–1); 1.673–1.675 (042); 1.623–1.624 (22–3); 1.612–1.613 (440); 1.593 (530); 1.579 (600); 1.544–1.548 (550).

Амфибол (актинолит): 8.37 (110); 3.13–3.14 (310).

Плаггиоклазы: 6.42–8.46 (1–10); 4.68–4.69 (0–22); 4.03–4.05 (–202); 3.76 (1–30); 3.64 (130); 3.18–3.21 (–204); 3.12–3.13 (220); 3.03 (1–32); 2.94–2.95 (0–42); 2.83–2.84 (132); 2.65 (–134); 2.51–2.52 (1–14); 2.13 (220). Микролиты плаггиоклазов особенно характерны для фракций средне- и мелкозернистых песков.

Кварц: 4.26 (1–14); 3.34 (101); 2.28 (102); 2.13 (220); 1.544 (211). Обнаружен во фракции крупнозернистых песков.

Результаты СЭМ-исследований (рис. 8, 9) позволяют следующим образом охарактеризовать микролитовую компоненту в тефре Кумбре-Вьяха.

Оливин в гравийных частицах представлен субизометричными и несколько вытянутыми индивидами размером $(16 \pm 17) \pm (9 \pm 6)$ мкм, с коэффициентом удлинения 1.59 ± 0.72 . В песчаных частицах индивиды оливина на порядок более крупные, составляя $(145 \pm 175) \times (81 \pm 87)$ мкм, с коэффициентом удлинения 1.48 ± 0.36 . Коэффициент корреляции длины и ширины индивидов

оливина в частицах всех гранулометрических фракций лежит в пределах 0.91–0.99. Составу оливина (табл. 2) отвечает эмпирическая брутто-формула $(\text{Mg}_{1.46-1.67}\text{Fe}_{0.33-0.5}\text{Mn}_{0-0.01}\text{Ca}_{0-0.01})_{1.98-2.03}[\text{SiO}_4]$. В минальном отношении это соответствует 73–84 мол. % форстерита. Обнаруженная в исследованном минерале примесь кальция типоморфна именно для оливина, кристаллизующегося из фолитовых и щелочно-пикробазальтовых расплавов [Пономарев, 2014].

Клинопироксены в гравийных частицах наблюдаются в виде вытянутых кристаллов размером $(32 \pm 15) \times (9 \pm 6)$ мкм, с коэффициентом удлинения 6 ± 5 и коэффициентом корреляции между длиной и шириной –0.4. В частицах песчаных фракций индивиды несколько более крупные и при этом менее удлиненные: $(48 \pm 26) \times (20 \pm 10)$ мкм, с коэффициентом удлинения 2.6 ± 1 и коэффициентом корреляции 0.80. Отвечающая химическому составу (табл. 3) эмпирическая брутто-формула имеет вид – $(\text{Ca}_{0.77-0.9}\text{Na}_{0.02-0.08}\text{Mg}_{0.53-0.83}\text{Fe}_{0.2-0.3}\text{Ti}_{0.03-0.17}\text{Al}_{0-0.16}\text{Cr}_{0-0.01})_{1.09-1.24}[\text{Si}_{1.53-1.89}\text{Al}_{0.11-0.47}\text{O}_6]$. Это соответствует следующему минальному составу (мол. %): диопсид = 73 ± 5 ; геденбергит = 27 ± 5 . По содержанию в исследуемой тефре клинопироксены существенно уступают оливину, что свидетельствует о дефиците воды в среде кристаллизации [Giehl et al., 2013]. Последнее вполне соответствует вышеприведенным экспериментальным данным о составе законсервированной в частицах тефры литогенной газовой фазы.

Плаггиоклазы в частицах исследуемой тефры подразделяются по размеру индивидов на две популяции — мелко- и крупнокристаллическую. В

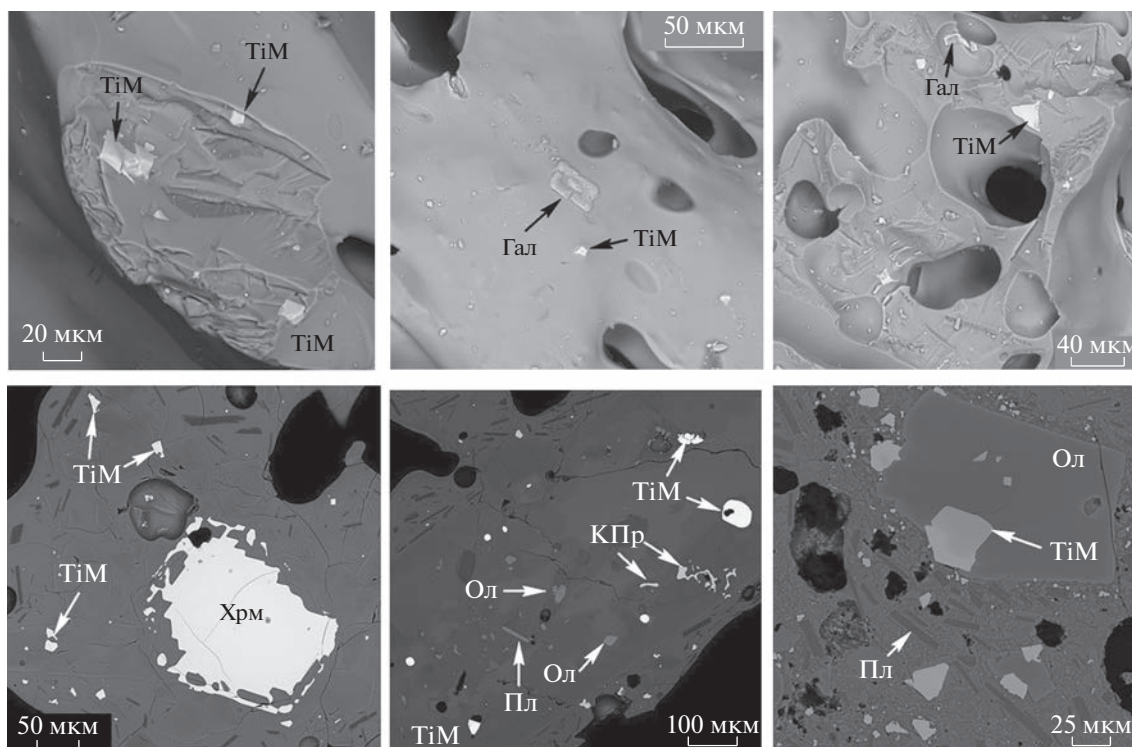


Рис. 8. Микролиты в частицах гравийной фракции.

Хрм — хромшпинелид, Ол — оливин, КПр — клинопироксен, Пл — плагиоклазы, TiM — титаномagnetит, Гал — галит.

Таблица 2. Химический состав (мас. %) и эмпирические формулы оливина

№ п/п	SiO ₂	FeO	MgO	MnO	CaO	Эмпирические формулы	Минеральный состав
1	39.14	18.83	41.29	0.37	0.37	(Mg _{1.58} Fe _{0.4} Ca _{0.01} Mn _{0.01}) ₂ [SiO ₄]	Fo ₇₉
2	39.04	18.95	41.18	0.41	0.42	(Mg _{1.58} Fe _{0.4} Ca _{0.01} Mn _{0.01}) ₂ [SiO ₄]	Fo ₇₉
3	39.18	18.51	41.52	0.38	0.41	(Mg _{1.59} Fe _{0.39} Ca _{0.01} Mn _{0.01}) ₂ [SiO ₄]	Fo ₈₀
4	39.4	17.36	42.88	н. о.	0.36	(Mg _{1.63} Fe _{0.37} Ca _{0.01}) _{2.01} [SiO ₄]	Fo ₈₂
5	39.67	16.51	43.53	«	0.29	(Mg _{1.65} Fe _{0.35} Ca _{0.01}) _{2.01} [SiO ₄]	Fo ₈₃
6	39.01	19.62	40.69	0.32	0.36	(Mg _{1.57} Fe _{0.42} Ca _{0.01} Mn _{0.01}) _{2.01} [SiO ₄]	Fo ₇₈
7	39.48	16.16	43.96	н. о.	0.4	(Mg _{1.67} Fe _{0.34} Ca _{0.01}) _{2.02} [SiO ₄]	Fo ₈₄
8	39.72	15.88	44.07	«	0.33	(Mg _{1.66} Fe _{0.33} Ca _{0.01}) ₂ [SiO ₄]	Fo ₈₃
9	38.96	19.25	41.12	0.35	0.32	(Mg _{1.58} Fe _{0.41} Ca _{0.01} Mn _{0.01}) _{2.01} [SiO ₄]	Fo ₇₉
10	38.76	19.45	40.98	0.45	0.36	(Mg _{1.59} Fe _{0.42} Ca _{0.01} Mn _{0.01}) _{2.03} [SiO ₄]	Fo ₇₉
11	39.61	15.99	43.87	0.24	0.29	(Mg _{1.66} Fe _{0.34} Ca _{0.01}) _{2.01} [SiO ₄]	Fo ₈₃
12	39.52	15.99	43.87	0.32	0.3	(Mg _{1.67} Fe _{0.34} Ca _{0.01} Mn _{0.01}) _{2.03} [SiO ₄]	Fo ₈₄
13	37.91	24.05	36.96	0.61	0.47	(Mg _{1.46} Fe _{0.5} Ca _{0.01} Mn _{0.01}) _{1.98} [SiO ₄]	Fo ₇₃
14	39.06	18.27	42.02	0.3	0.35	(Mg _{1.61} Fe _{0.39} Ca _{0.01} Mn _{0.01}) _{2.02} [SiO ₄]	Fo ₇₉

Примечание. н. о. — не обнаружен.

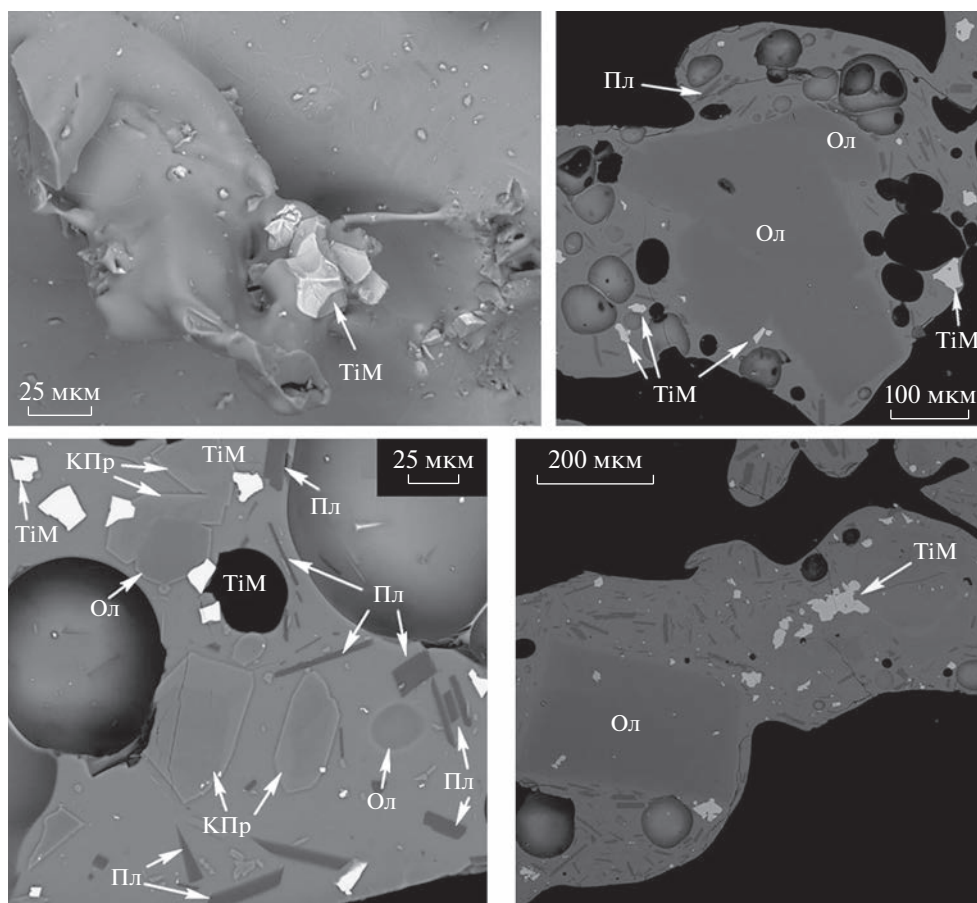


Рис. 9. Микролиты в частицах песчаных фракций. Условные обозначения минералов см. рис. 8.

гравийных частицах размер мелких кристаллов лежит в пределах $(24 \pm 14) \times (3 \pm 1.7)$ мкм, коэффициент удлинения составляет 9 ± 7 , коэффициент корреляции между длиной и толщиной составляет 0.47. Размер крупных кристаллов достигает $(703 \pm 185) \times (83 \pm 40)$ мкм при коэффициенте удлинения 11 ± 7 , корреляции между длиной и толщиной в этом случае не обнаружено. В песчаных частицах размер мелких кристаллов составляет $(15 \pm 9) \times (2 \pm 3)$ мкм при коэффициенте удлинения 12 ± 7 и коэффициенте корреляции 0.74. Крупные кристаллы здесь по размеру варьируются в пределах $(34 \pm 14) \times (6 \pm 3)$ мкм при коэффициенте удлинения 9 ± 8 и коэффициенте корреляции -0.27 . Соответствующая химическому составу (табл. 4) эмпирическая брутто-формула плагиоклазов определяется как $(\text{Ca}_{0.45-0.66}\text{Na}_{0.34-0.55})[\text{Al}_{1.45-1.66}\text{Si}_{2.34-2.55}\text{O}_8]$, что в минимальном выражении отвечает An_{45-66} . В смысле разновидностей исследованные плагиоклазы эквипропорционально представлены андезином и лабрадором. Судя по составу породообразующих минералов, эвтектоидный расплав мог характеризоваться температурой $1400-1500^\circ\text{C}$ и давлением $0.5-1$ ГПа [Green, Ringwood, 1967].

Титаномagnetит наблюдается в виде идиоморфных и угловато-неправильных индивидов. В гравийных частицах их размер находится в пределах $(23 \pm 37) \times (17 \pm 31)$ мкм с коэффициентом удлинения 1.6 ± 0.7 и коэффициентом корреляции между измерениями 0.99. В песчаных частицах размер индивидов составляет $(25 \pm 25) \times (16 \pm 18)$ мкм с коэффициентом удлинения 1.78 ± 0.82 и коэффициентом корреляции 0.95. Анализ химического состава (табл. 5) привел к выводу о том, что исследованный титаномagnetит представляет собой фазово-гомогенные твердые растворы ильменита в поликомпонентном magnetите с брутто-формулой $(0.72 \pm 0.09)(\text{Fe}_{0.39-0.96}\text{Mg}_{0.02-0.61}\text{Mn}_{0-0.04}\text{Ni}_{0-0.61})(\text{Fe}_{0.49-1.68}\text{Al}_{0.16-0.86}\text{Cr}_{0-0.65}\text{V}_{0-0.03})_2\text{O}_4 + (0.28 \pm 0.09)\text{FeTiO}_3$. Именно такие твердые растворы и характерны для плюмовых вулканов [Грачев и др., 2011]. Полученные нами данные хорошо проецируются на статистику титанистости такого рода magnetитов (рис. 10). По геотермометру Линдсли [Spenser, Lindcley, 1981] выявленные в тефре Кумбре-Вьяха титаномagnetитовые твердые растворы кристаллизовались при температуре выше 900°C . Судя по отсутствию признаков распада, ильменит-magnetитовых твердых растворов образовались на зна-

Таблица 3. Химический состав (мас. %) и эмпирические формулы клинопироксенов

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Эмпирические формулы
1	45.15	3.54	8.28	7.62	н.о.	12.67	22.14	0.6	(Ca _{0.9} Na _{0.03}) _{0.93} (Mg _{0.72} Fe _{0.24} Ti _{0.05} Al _{0.08} Cr _{0.01}) _{1.1} [Si _{1.72} Al _{0.28} O ₆]
2	47.54	2.86	5.6	7.88	«	13.66	22.04	0.42	(Ca _{0.88} Na _{0.03}) _{0.91} (Mg _{0.76} Fe _{0.24} Ti _{0.08} Al _{0.01}) _{1.09} [Si _{1.76} Al _{0.24} O ₆]
3	41.65	5.94	10.59	8.68	«	10.68	21.83	0.63	(Ca _{0.88} Na _{0.04}) _{0.92} (Mg _{0.6} Fe _{0.27} Ti _{0.17} Al _{0.03}) _{1.07} [Si _{1.57} Al _{0.43} O ₆]
4	41.91	5.16	10.41	8.67	«	11.05	22.26	0.54	(Ca _{0.89} Na _{0.04}) _{0.93} (Mg _{0.62} Fe _{0.27} Ti _{0.14} Al _{0.03}) _{1.06} [Si _{1.57} Al _{0.43} O ₆]
5	50.44	1.94	3.94	6.66	«	15.04	21.57	0.41	(Ca _{0.85} Na _{0.03}) _{0.88} (Mg _{0.76} Fe _{0.2} Ti _{0.05} Al _{0.03}) _{1.04} [Si _{1.89} Al _{0.11} O ₆]
6	43.17	5.92	12.44	9.46	«	9.53	18.53	0.95	(Ca _{0.77} Na _{0.07}) _{0.84} (Mg _{0.53} Fe _{0.29} Ti _{0.17} Al _{0.16}) _{1.15} [Si _{1.62} Al _{0.38} O ₆]
7	40.67	5.75	11.66	9.59	«	9.81	21.75	0.77	(Ca _{0.88} Na _{0.05}) _{0.93} (Mg _{0.55} Fe _{0.3} Ti _{0.16} Al _{0.05}) _{1.06} [Si _{1.53} Al _{0.47} O ₆]
8	45.37	3.54	8.13	7.7	«	12.34	22.39	0.53	(Ca _{0.9} Na _{0.04}) _{0.94} (Mg _{0.69} Fe _{0.24} Ti _{0.1} Al _{0.05}) _{1.08} [Si _{1.7} Al _{0.3} O ₆]
9	42.02	5.35	10.32	8.63	«	10.64	22.47	0.57	(Ca _{0.9} Na _{0.04}) _{0.94} (Mg _{0.6} Fe _{0.27} Ti _{0.15} Al _{0.03}) _{1.05} [Si _{1.58} Al _{0.42} O ₆]
10	46.88	2.88	7.09	7.39	«	13.21	22.01	0.54	(Ca _{0.87} Na _{0.04}) _{0.91} (Mg _{0.73} Fe _{0.23} Ti _{0.04} Al _{0.04}) _{1.04} [Si _{1.73} Al _{0.27} O ₆]
11	49.81	1.88	4.23	6.7	«	15.11	21.92	0.35	(Ca _{0.86} Na _{0.02}) _{0.88} (Mg _{0.83} Fe _{0.2} Ti _{0.03} Al _{0.1}) _{1.24} [Si _{1.82} Al _{0.18} O ₆]
12	43.91	4.41	8.93	8.62	«	11.68	21.94	0.51	(Ca _{0.88} Na _{0.04}) _{0.92} (Mg _{0.65} Fe _{0.27} Ti _{0.12} Al _{0.04}) _{1.08} [Si _{1.64} Al _{0.36} O ₆]
13	46.8	2.79	7.12	7.28	«	12.95	22.52	0.54	(Ca _{0.89} Na _{0.04}) _{0.93} (Mg _{0.72} Fe _{0.22} Ti _{0.08} Al _{0.04}) _{1.06} [Si _{1.73} Al _{0.27} O ₆]
14	40.97	5.7	11.04	8.86	«	10.52	22.36	0.55	(Ca _{0.9} Na _{0.04}) _{0.94} (Mg _{0.59} Fe _{0.28} Ti _{0.16} Al _{0.03}) _{1.06} [Si _{1.72} Al _{0.28} O ₆]
15	45.14	3.76	8.17	7.45	«	12.46	22.48	0.54	(Ca _{0.88} Na _{0.04}) _{0.92} (Mg _{0.69} Fe _{0.23} Ti _{0.1} Al _{0.03}) _{1.05} [Si _{1.68} Al _{0.32} O ₆]
16	47.32	2.58	7.21	7.54	«	12.78	22.14	0.43	(Ca _{0.88} Na _{0.03}) _{0.91} (Mg _{0.71} Fe _{0.23} Ti _{0.04} Al _{0.07}) _{1.05} [Si _{1.76} Al _{0.24} O ₆]
17	46.6	3.46	5.82	8.68	0.28	13.22	21.77	0.45	(Ca _{0.87} Na _{0.03}) _{0.9} (Mg _{0.74} Fe _{0.27} Ti _{0.1}) _{1.11} [Si _{1.74} Al _{0.26} O ₆]
18	46.52	2.43	6.64	9.56	н.о.	11.17	22.23	1.17	(Ca _{0.89} Na _{0.08} Mn _{0.01}) _{0.98} (Mg _{0.62} Fe _{0.3} Ti _{0.07} Al _{0.03}) _{1.02} [Si _{1.74} Al _{0.26} O ₆]
19	45.14	3.75	8.17	7.45	«	12.46	24.48	0.55	(Ca _{0.9} Na _{0.04}) _{0.94} (Mg _{0.69} Fe _{0.23} Ti _{0.1} Al _{0.03}) _{1.05} [Si _{1.68} Al _{0.32} O ₆]
20	47.18	2.57	7.19	7.52	«	12.74	22.08	0.72	(Ca _{0.88} Na _{0.05}) _{0.93} (Mg _{0.71} Fe _{0.23} Ti _{0.07} Al _{0.06}) _{1.1} [Si _{1.75} Al _{0.25} O ₆]
21	46.6	3.46	5.83	8.72	«	13.22	21.77	0.4	(Ca _{0.87} Na _{0.03}) _{0.9} (Mg _{0.74} Fe _{0.27} Ti _{0.1}) _{1.1} [Si _{1.74} Al _{0.26} O ₆]

Таблица 4. Химический состав (мас. %) и эмпирические формулы плагиоклазов

№ п/п	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	Эмпирические формулы
1	52.01	30.37	12.87	4.75	(Ca _{0.63} Na _{0.37})[Al _{1.63} Si _{2.37} O ₈] (An ₆₃)
2	53.02	31.79	9.54	5.65	(Ca _{0.48} Na _{0.52})[Al _{1.48} Si _{2.52} O ₈] (An ₄₈)
3	51.49	31.11	13.52	3.88	(Ca _{0.66} Na _{0.34})[Al _{1.66} Si _{2.34} O ₈] (An ₆₆)
4	53.71	29.08	12.13	5.08	(Ca _{0.55} Na _{0.45})[Al _{1.55} Si _{2.45} O ₈] (An ₅₅)
5	56.68	27.57	9.49	6.26	(Ca _{0.46} Na _{0.54})[Al _{1.46} Si _{2.54} O ₈] (An ₄₆)
6	56.83	27.42	9.4	6.35	(Ca _{0.45} Na _{0.55})[Al _{1.45} Si _{2.55} O ₈] (An ₄₅)
7	52.37	29.90	13.31	4.42	(Ca _{0.6} Na _{0.4})[Al _{1.61} Si _{2.39} O ₈] (An ₆₀)
8	56.13	27.42	10.33	6.12	(Ca _{0.47} Na _{0.53})[Al _{1.47} Si _{2.53} O ₈] (An ₄₇)

Таблица 5. Химический (мас. %) и минеральный (мол. %) состав шпинелидов

№ п/п	Компоненты состава, мас. %								Минералы, мол. %						
	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	TiO ₂	NiO	MnO	MgO	V ₂ O ₅	Шпинель MgAl ₂ O ₄	Галаксит MnAl ₂ O ₄	Магноферрит MgFe ₂ O ₄	Феррохромит FeCr ₂ O ₄	Магнетит FeFe ₂ O ₄	Кулсонит FeV ₂ O ₄	Треворит NiFe ₂ O ₄
1	68.78	8.68	1.13	14.1	н. о.	0.58	6.18	0.55	24	1	21	2	51	1	0
2	69.82	6.33	н. о.	16.25	»	0.68	6.14	0.78	16.5	3	31.5	0	47.5	1.5	0
3	67.46	8.4	1.0	15.73	»	0.62	6.25	0.54	22	3	25	2	47	1	0
4	72.77	7.23	0.3	13.09	»	0.31	5.88	0.42	19.5	1	22.5	0.5	56	0.5	0
5	61.67	11.12	5.5	14.7	»	0.52	5.99	0.5	29.5	2	13.5	10.5	43.5	1	0
6	70.96	4.93	н. о.	15.82	»	0.48	7.26	0.55	13	2	42	0	42	1	0
7	67.97	9.92	0.41	16.32	»	0.48	4.25	0.65	11	2	5	1	80	1	0
8	61.03	13.98	н. о.	16.57	»	0.45	7.37	0.6	38	2	16	0	43	1	0
9	62.18	14.02	0.41	15.18	»	0.44	7.19	0.58	37	2	14	1	45	1	0
10	65.54	8.83	н. о.	19.77	»	0.45	4.64	0.77	26.5	2	13.5	0	56.5	1.5	0
11	60.53	14.53	4.33	13.03	»	н. о.	6.86	0.72	38.5	0	7.5	7.5	45.5	1	0
12	78.69	3.52	16.14	0.45	0.79	»	0.41	н. о.	2	0	0	25	65	0	2
13	67.91	6.43	н. о.	17.42	н. о.	»	7.56	0.68	20	0	39	0	40	1	0
14	65.27	6.91	»	20.11	»	»	6.95	0.76	22.5	0	36.5	0	39.5	1.5	0
15	66.61	6.62	»	18.72	»	0.64	6.76	0.65	18.5	3	37.5	0	40	1	0
16	49.41	17.77	12.4	9.31	»	н. о.	10.48	0.63	40.5	0	20.2	19	19.3	1	0
17	63.88	5.1	2.41	21.9	»	0.78	5.93	н. о.	14.5	4	39.5	6	36	0	0
18	38.33	21.25	25.76	3.92	»	н. о.	10.74	»	43	0	12	32.5	12.5	0	0
19	64.05	6.32	3.42	17.63	»	0.72	6.89	0.97	16.5	3	38.5	7	33.5	1.5	0
20	67.43	6.42	н. о.	18.36	»	0.52	6.72	0.55	20.5	2	34.5	0	42	1	0
21	66.34	7.88	1.81	16.38	»	»	6.97	0.62	23.5	0	29.5	3.5	42.5	1	0
22	66.39	6.37	н. о.	19.69	»	0.52	6.81	0.22	17	2	38	0	42.5	0.5	0
23	70.14	4.92	»	17.28	»	н. о.	7.25	0.41	15.5	0	42.5	0	41.5	0.5	0
24	67.55	6.67	»	17.16	»	0.5	7.47	0.65	18.5	2	39.5	0	39	1	0
25	66.85	7.67	»	16.93	»	0.51	7.53	0.51	21	2	37	0	39	1	0
Среднее	65.1	8.87	3.0	15.43	0.03	0.37	6.66	0.53	22.76	1.52	26.23	4.76	44.47	0.9	0.08
СКО	7.65	4.32	6.21	4.78	0.16	0.27	1.9	0.25	10.06	1.43	13.11	8.54	13.57	0.43	0.4

Примечание. Эмпирические формулы: 1 – 0.75(Fe_{0.53}Mg_{0.45}Mn_{0.02})(Fe_{1.45}Al_{0.49}Cr_{0.04}V_{0.02}) + 0.25FeTiO₃; 2 – 0.7(Fe_{0.49}Mg_{0.48}Mn_{0.03})(Fe_{1.58}Al_{0.39}V_{0.03})₂ + 0.3FeTiO₃; 3 – 0.72(Fe_{0.5}Mg_{0.47}Mn_{0.03})(Fe_{1.44}Al_{0.5}Cr_{0.04}V_{0.02})₂ + 0.28FeTiO₃; 4 – 0.76(Fe_{0.57}Mg_{0.42}Mn_{0.01})(Fe_{1.57}Al_{0.41}Cr_{0.01}V_{0.01})₂ + 0.24FeTiO₃; 5 – 0.73(Fe_{0.55}Mg_{0.43}Mn_{0.02})(Fe_{1.14}Al_{0.63}Cr_{0.21}V_{0.02})₂ + 0.27FeTiO₃; 6 – 0.71(Fe_{0.43}Mg_{0.55}Mn_{0.02})(Fe_{1.68}Al_{0.3}V_{0.02})₂ + 0.29FeTiO₃; 7 – 0.7(Fe_{0.65}Mg_{0.33}Mn_{0.02})(Fe_{1.36}Al_{0.6}Cr_{0.02}V_{0.02})₂ + 0.3FeTiO₃; 8 – 0.71(Fe_{0.44}Mg_{0.54}Mn_{0.02})(Fe_{1.18}Al_{0.8}V_{0.02})₂ + 0.25FeTiO₃; 9 – 0.74(Fe_{0.47}Mg_{0.51}Mn_{0.02})(Fe_{1.18}Al_{0.78}Cr_{0.02}V_{0.02})₂ + 0.26FeTiO₃; 10 – 0.64(Fe_{0.58}Mg_{0.4}Mn_{0.02})(Fe_{1.38}Al_{0.59}V_{0.03})₂ + 0.36FeTiO₃; 11 – 0.77(Fe_{0.54}Mg_{0.46})(Fe_{1.06}Al_{0.77}Cr_{0.15}V_{0.02})₂ + 0.23FeTiO₃; 12 – 0.99(Fe_{0.96}Mg_{0.02}Ni_{0.02})(Fe_{1.34}Al_{0.16}Cr_{0.5})₂ + 0.01FeTiO₃; 13 – 0.69(Fe_{0.41}Mg_{0.59})(Fe_{1.58}Al_{0.4}V_{0.02})₂ + 0.31FeTiO₃; 14 – 0.63(Fe_{0.41}Mg_{0.59})(Fe_{1.52}Al_{0.45}V_{0.03})₂ + 0.37FeTiO₃; 15 – 0.66(Fe_{0.41}Mg_{0.56}Mn_{0.03})(Fe_{1.55}Al_{0.43}V_{0.02})₂ + 0.34FeTiO₃; 16 – 0.85(Fe_{0.39}Mg_{0.61})(Fe_{0.79}Al_{0.81}Cr_{0.38}V_{0.02})₂ + 0.15FeTiO₃; 17 – 0.6(Fe_{0.42}Mg_{0.54}Mn_{0.04})(Fe_{1.51}Al_{0.37}Cr_{0.12})₂ + 0.4FeTiO₃; 18 – 0.93(Fe_{0.43}Mg_{0.55})(Fe_{0.49}Al_{0.86}Cr_{0.65})₂ + 0.07FeTiO₃; 19 – 0.68(Fe_{0.42}Mg_{0.55}Mn_{0.03})(Fe_{1.44}Al_{0.39}Cr_{0.14}V_{0.03})₂ + 0.32FeTiO₃; 20 – 0.67(Fe_{0.43}Mg_{0.55}Mn_{0.02})(Fe_{1.57}Al_{0.41}V_{0.02})₂ + 0.33FeTiO₃; 21 – 0.71(Fe_{0.47}Mg_{0.53})(Fe_{1.44}Al_{0.47}Cr_{0.07}V_{0.02})₂ + 0.29FeTiO₃; 22 – 0.64(Fe_{0.41}Mg_{0.57}Mn_{0.02})(Fe_{1.57}Al_{0.42}V_{0.01})₂ + 0.36FeTiO₃; 23 – 0.69(Fe_{0.42}Mg_{0.58})(Fe_{1.68}Al_{0.31}V_{0.01})₂ + 0.31FeTiO₃; 24 – 0.69(Fe_{0.4}Mg_{0.58}Mn_{0.02})(Fe_{1.57}Al_{0.41}V_{0.02})₂ + 0.32FeTiO₃; 25 – 0.7(Fe_{0.4}Mg_{0.58}Mn_{0.02})(Fe_{1.52}Al_{0.46}V_{0.02})₂ + 0.3FeTiO₃.

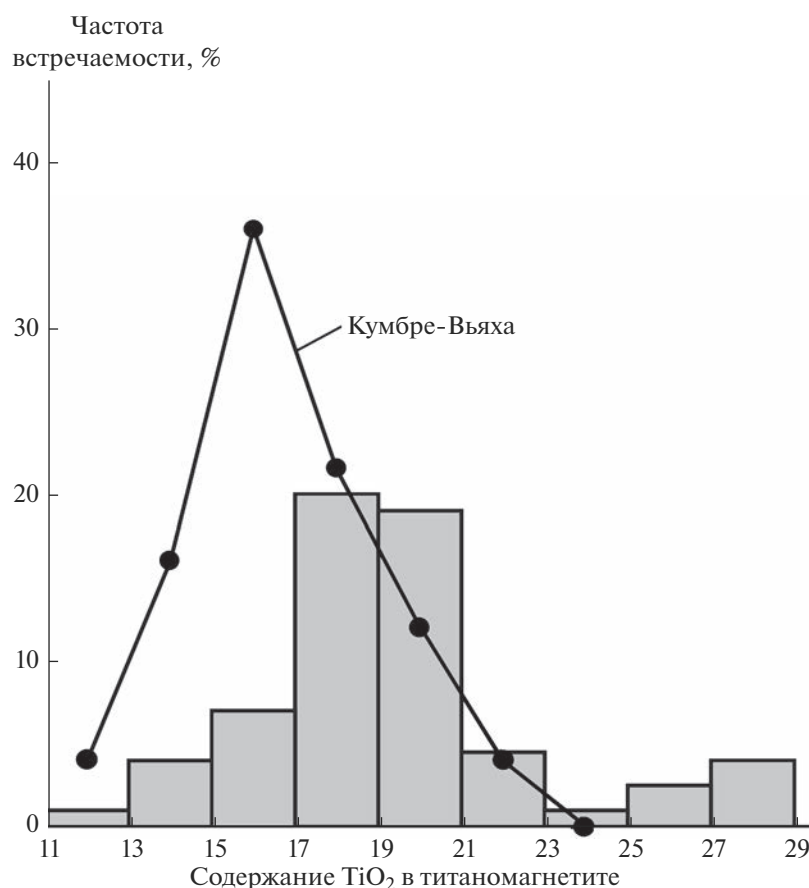


Рис. 10. Распределение TiO_2 в титаномagnetитовых твердых растворах, обнаруженных в тefре Кумбре-Вьяха (вариационная линия), на фоне общей статистики [Грачев и др., 2011].

чительной глубине и затем были молниеносно эвакуированы на земную поверхность. В минимальный состав magnetитовой основы исследованных твердых растворов входят (в скобках содержания в мол. %) magnetит (44.47 ± 13.57), шпинель (22.76 ± 10.06), галаксит (1.52 ± 1.43), магнезиоферрит (26.23 ± 13.1), феррихромит (4.76 ± 8.54), кулсонит (0.9 ± 0.43), треворит (0.08 ± 0.4). Средние пропорции между группами миналов разной плотности определяются в следующем виде (мол. %): высокоплотные (шпинель + галаксит) — 24.48; умеренно-высокоплотные (магнезиоферрит + феррихромит) — 30.99; относительно низкоплотные (magnetит + колсунит + треворит) — 45.55. Показательно, что между группами плотных и низкоплотных миналов реализуется аналитически-отрицательная корреляция с коэффициентом -0.99 . Выявленный факт явного обогащения титаномagnetита высокоплотными миналами, очевидно, подтверждает его кристаллизацию на значительных глубинах.

Хромшпинелиды обнаружены только в гравийных частицах в виде единичных зерен неправильной формы на порядок более крупного размера,

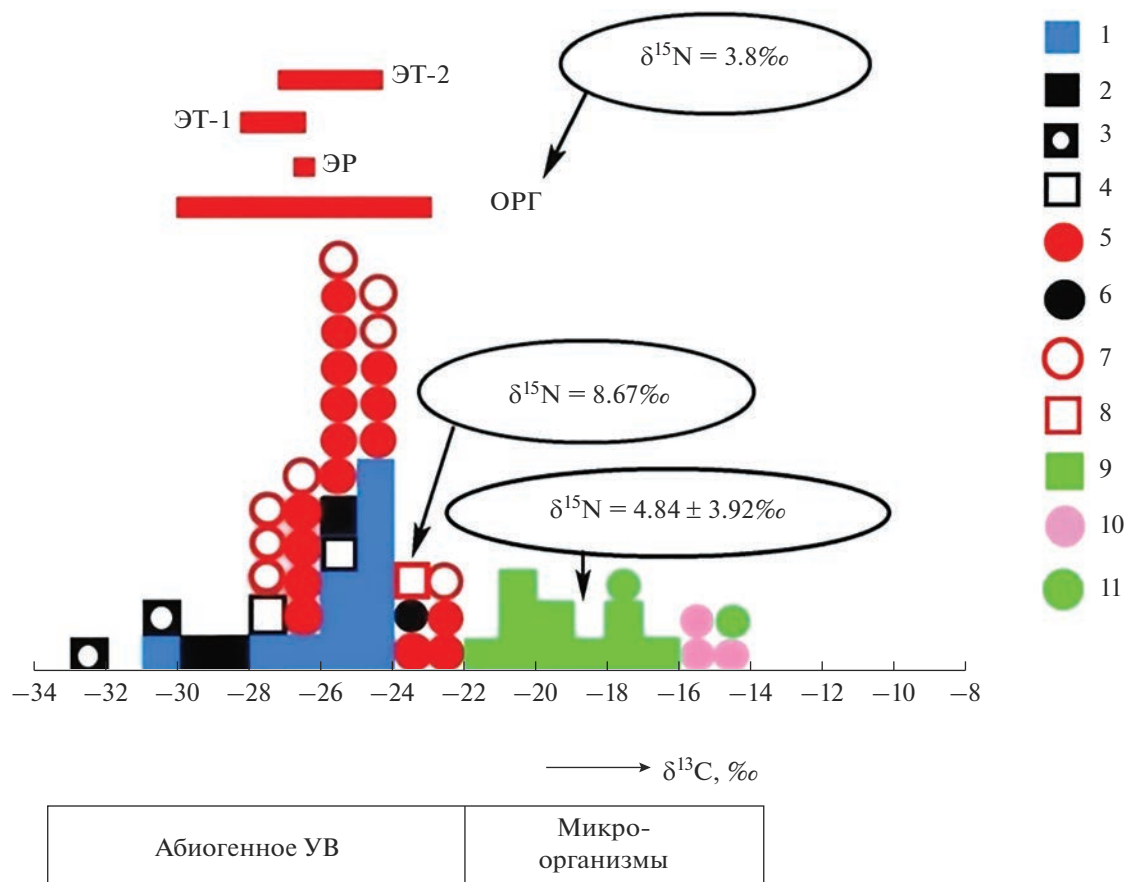
чем кристаллы титаномagnetита: $(287 \pm 190) \times (127 \times 77)$ мкм с коэффициентом удлинения 1.85 ± 1.04 и коэффициентом корреляции между длиной и шириной 0.85. Брутто-формула минерала — $(\text{Fe}_{0.39-0.96}\text{Mg}_{0.02-0.61}\text{Ni}_{0.09-0.02})(\text{Fe}_{0.39-1.34}\text{Cr}_{0.35-0.65}\text{Al}_{0.16-0.86}\text{V}_{0-0.02})_2\text{O}_4$. Молярная пропорция $\text{MgCr}_2\text{O}_4/\text{FeCr}_2\text{O}_4$ варьируется в пределах 0.35–1.

Кроме отмеченных выше минералов, в частицах тefры обнаружены *галит*, фазы *никель-медистого самородного железа* $\text{Fe}_{0.63-0.92}\text{Ni}_{0.04-0.05}\text{Cu}_{0.03-0.33}$, *гидроксил-хлориды* состава $(\text{Na}_{0.91-0.96}\text{K}_{0-0.01}\text{Ca}_{0.02-0.04}\text{Fe}_{0.01-0.04})\text{Cl}_{0.67-0.82}(\text{OH})_{0.26-0.36}$ и единичные зерна кварца.

УГЛЕРОДНОЕ ВЕЩЕСТВО

В исследованной тefре выявлено содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ в пределах 0.05–0.1 мас. %, обусловленное присутствием дисперсно-рассеянного углеродного вещества. Изотопный состав углерода ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, ‰) в нем варьируется в пределах от -30 до -24 ‰, имея тенденцию к облегчению в направлении от гравийной фракции к песчано-мел-

(a)



(б)

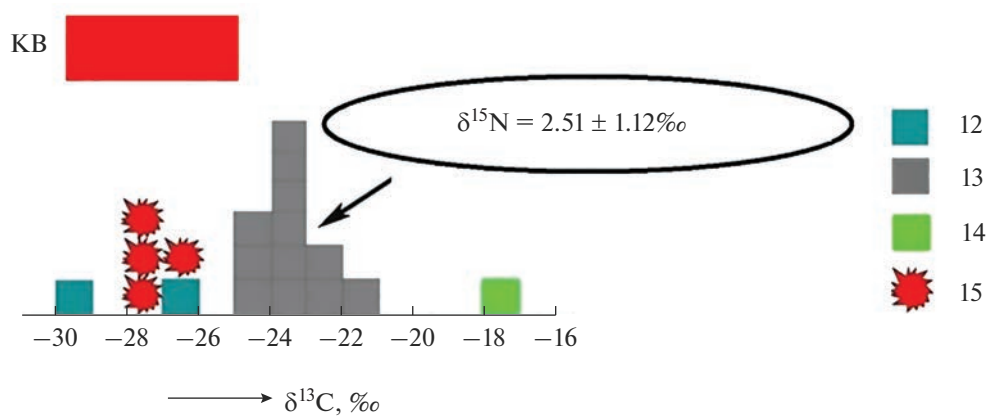


Рис. 11. Изотопный состав углерода в продуктах современного вулканизма на Камчатке и в современных микроорганизмах (а) в сравнении с продуктами вулканизма и рудообразования в рифтовой зоне Срединно-Атлантического хребта и в тefре вулкана Кумбре-Вьяха (б).

а — 1–8 — углеродные фазы и минералы, соответственно дисперсно-рассеянное углеродное вещество в вулканитах (1), частицы шунгитоподобного вещества (2), парафиноподобная фаза (3), частицы самородного алюминия с включениями углеродного вещества (4), алмазы (5), диуглеродные глобулы (6), карбиды (7), углеродное вещество в фумароле “Ядовитой” (8); 9–11 — микроорганизмы, соответственно бактерии (9), дрожжи (10) и хлорелла (11). Рамками показаны диапазоны варьирования изотопного состава углерода в вулканогенных органоидах с Камчатки (ОРГ), в дисперсно-рассеянном углероде в вулканитах Эребуса (ЭР) и Этны (ЭТ-1), в органоидах из тefры Этны (ЭТ-2); б — 12 — дисперсно-рассеянное углеродное вещество в магматитах, 13 — углеродизированные шлаки, 14 — биогенное органическое вещество на поверхности шлаковых частиц, 15 — дисперсное углеродное вещество в сульфидных рудах с гидротермальных полей САХ — Ашадзе 1, Ашадзе 2, Зенит-Виктория, Коралловое, Краснов, Молодежное, Петербургское, Победа 1, Семенов; KB — то же в тefре вулкана Кумбре-Вьяха.

козернистой (%о): валовая проба = –26.32, гравийные фракции = –26.83...–24.92, песок грубозернистый = –27.51, песок крупнозернистый = –28.96, песок среднезернистый = –27.33, песок мелкозернистый = –29.35. На генеральной диаграмме (рис. 11) изотопные данные по углероду в тefре Кумбре-Вьяхи вполне совпадают с диапазоном изотопного варьирования абиогенного углерода в продуктах континентального и океанического вулканизма [Силаев и др., 2018, 2019б, 2022].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные нами комплексные минералогическо-геохимические исследования представительной пробы тefры с вулкана Кумбре-Вьяха (извержение 2020–2021 гг.), показали, что она имеет гравийно-псаммитовый гранулометрический состав, а частицы характеризуются аномально высокой степенью везикулярности. По валовому химическому составу эта тefра соответствует переходу от щелочных пикробазальтов к щелочным базальтам, принципиально отличаясь от пеплов тefры окраинно-континентальных вулканов (базальты, андезибазальты и андезиты) высоким содержанием магния и аномальной щелочностью. Наряду с этим тefра Кумбре-Вьяха по общему химизму сходна с продуктами океанического вулканизма в зоне Срединного-Атлантического хребта, отличаясь от них только повышенной (в 2–3 раза) щелочностью.

В составе исследованной тefры обнаружено 45 микроэлементов с валовым содержанием до 2333 г/т, что превышает таковое в тefрах островодужных вулканов. По соотношению геохимических критериев тefра с Кумбре-Вьяха соответствует средним показателям для внутриплитных вулканов в океанах. Геохимической особенностью изученной тefры является сильное обогащение лантаноидами, благородными и платиноидными металлами. Сумма содержаний продуктивных металлов достигает 9.5 г/т, что сопоставимо с соответствующими оруденениями месторождений вулканогенно-гидротермального типа.

В составе литогенной газовой фазы, выделенной нагреванием из исследуемой тefры, установлены H_2 , CO , CO_2 , H_2O , CH_4 , C_2H_4 , C_2H_6 , C_3H_6 , C_3H_8 . Пропорции между неорганическими компонентами в газовой фазе в целом соответствуют пограничной области между коровыми и мантийно-коровыми производными, но при этом обнаруживается относительно низкое содержание воды. Состав органических газов отличается ранее еще не отмечавшимся в тefрах островодужных вулканов преобладанием углеводородов C_2 над суммой $C_1 + C_3$.

В составе микролитов выявлены и изучены оливин состава Fo_{73-84} , существенно диопсидовый клинопироксен, плагиоклазы состава андезин-битовнит, хромшпинелиды, фазово-гомогенные твердые растворы ильменита в магнетите, фазы Ni-Cu-содержащего самородного железа, кварц, натриевые гидроксил-хлориды. Кроме того, в тefре Кумбре-Вьяха обнаружено дисперсно-рассеянное углеродное вещество с изотопным составом углерода $\delta^{13}C_{PDB} = -30...-24\text{‰}$, что соответствует изотопному составу углерода в абиогенных углеродных веществах вулканогенного происхождения.

Вся совокупность результатов минералогическо-геохимических исследований характеризует вулкан Кумбре-Вьяха как типичного представителя внутриплитно-океанических плюмовых вулканов.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы глубоко признательны А.В. Шевченко (ИВиС ДВО РАН; GFZ, ФРГ) и ее коллегам в Потсдамском центре имени Гельмгольца, ФРГ, за передачу нам на исследования пробы тefры, отобранной на вулкане Кумбре-Вьяха сразу после его извержения в 2021 г. За техническую помощь в подготовке материала авторы благодарят К.В. Тарасова (ИВиС ДВО РАН).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гордеев Е.И., Бергаль-Кувикас О.В. Строение и вулканизм зоны субдукции на Камчатке // Докл. РАН. 2022. Т. 502. № 2. С. 72–76.
- Гордеев Е.И., Карпов Г.А. Фундаментальные достижения академической науки в исследованиях вулканов и землетрясений на Камчатке // Вулканология и сейсмология. 2022. № 4. С. 4–16.
- Грачев А.Ф. Идентификация мантийных плюмов на основе изучения вещественного состава вулканитов и их изотопно-геохимических характеристик // Петрология. 2003. Т. 11. № 6. С. 618–654.
- Грачев А.Ф., Печорский Д.М., Цельмович В.А. Титаномагнетиты и ильмениты из раннепротерозойских базальтов и лимбургитов Северного Тянь-Шаня // Физика Земли. 2011. № 6. С. 13–25.
- Дмитриев Л.В., Барсуков В.Л., Удинцев Г.Б. Рифтовые зоны океана и проблема рудообразования // Геохимия. 1970. № 8. С. 935–944.
- Карпов Г.А., Аникин Л.П., Николаева А.Г. Самородные металлы и интерметаллиды в пеплах действующих вулканов Камчатки и Исландии // Материалы конференции, посвященной Дню вулканолога: “Вулканизм и связанные с ним процессы”. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2012. С. 183–187.
- Карпов Г.А., Силаев В.И., Аникин Л.П. и др. Эксплозивная минерализация // Толбачинское трещинное извержение 2012–2013 гг. Новосибирск: СО РАН, 2017. С. 241–255.
- Пономарев Г.П. Содержание кальция в кристаллах оливина, выросших из экспериментальных расплавов. Ч. I // Литосфера. 2014. № 4. С. 66–79.
- Салтыковский А.А., Титаева Н.А., Геншафт Ю.С. Изотопия, геохимия базальтов Исландии и мантийный плюм // Вулканология и сейсмология. 1998. № 3. С. 25–38.
- Силаев В.И., Аникин Л.П., Шанина С.Н. и др. Абиогенные конденсированные органические полимеры в продуктах современного вулканизма в связи с проблемой возникновения жизни на Земле. Сыктывкар: Геопринт, 2018. 128 с.
- Силаев В.И., Добрецова И.Г., Антошкина А.И. и др. Гидротермальные сульфидные оруденения в Российском разведочном районе Срединно-Атлантического хребта // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Вып. 25. Пермь: Пермский гос. университет, 2022. С. 226–238.
- Силаев В.И., Карпов Г.А., Аникин Л.П. и др. Минерально-фазовый парагенезис в эксплозивных продуктах современных извержений вулканов Камчатки и Курил. Ч. I. Алмазы, углеродные фазы, конденсированные органоиды // Вулканология и сейсмология. 2019а. № 5. С. 54–67.
- Силаев В.И., Карпов Г.А., Аникин Л.П. и др. Минерально-фазовый парагенезис в эксплозивных продуктах современных извержений вулканов Камчатки и Курил. Ч. 2. Минералы-спутники алмазов толбачинского типа // Вулканология и сейсмология. 2019б. № 6. С. 36–49.
- Силаев В.И., Карпов Г.А., Аникин Л.П. и др. Тефра катострофического извержения вулкана Этна на Сицилии в 1669 г.: ее петро-минералого-геохимические свойства и геодинамический аспект // Вулканология и сейсмология. 2021. № 3. С. 41–62.
- Силаев В.И., Карпов Г.А., Филиппов В.Н. и др. Минералого-геохимические свойства прикратерной тефры вулкана Эребус (Антарктида) из материалов извержения 2000 г. // Вулканология и сейсмология. 2020. № 4. С. 40–56.
- Соболев А.В., Никогонесян И.К. Петрология магматизма долгоживущих мантийных струй: Гавайские острова (Тихий океан) и остров Реюньон (Индийский океан) // Петрология. 1994. № 2. С. 131–168.
- Чернышева Е.А., Ерошенко Д.В. Закономерности вариации состава плюмовых вулканов в Южной Атлантике и на Африканской плите // Океанология. 2019. № 2. С. 271–281.
- Щербаков Ю.Г. Геохимическая эволюция и рудные формации // Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении. Новосибирск: Наука, 1976. С. 217–229.
- Civico R., Ricci T., Scarlato P. et al. High-resolution Digital Surface Model of the 2021 eruption deposit of Cumbre-Vieja volcano, La Palma, Spain. 2022. doi.org/https://doi.org/10.1038/s41597-022-01551-81
- Romero J.E., Burton M., Caceres F. et al. The initial phase of the 2021 Cumbre-Vieja ridge eruption (Canary Islands): Products and dynamics controlling edifice growth and collapse // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 2022. V. 431. P. 1–16.
- Cabanis B., Lecomte M. Le diagramme La/10–Y/15–Nb/8: un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de melange et/ou de contamination on crustale // C.R. Acad. Sci. Ser. II. 1989. V. 309. P. 2023–2029.
- Giehl C., Marks M., Nowak M. Phase relations and liquid lines of descent an iron-rich peralkalinen phonolitic melt: An experimental study // Contr. Miner. Petrol. 2013. № 2. P. 283–304.
- Green D.H., Ringwood A.E. An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological application // Geochim. Cosmochim. Acta. 1967. V. 31. № 5. P. 767–833.
- Spenser K.J., Lindsley D.H. Solution model for coexisting iron-titanium oxides // Amer. Mineral. 1981. V. 66. P. 1189–1201.
- Wood D.A. The application of Th–Hf–Ta diagram to problem of tectonomagmatic classification and to establish the basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // Earth and Planet. Sci. Lett. 1980. V. 50. P. 11–30.

Tephra from the Island Intra-Plate-Oceanic Volcano Cumbre-Vyaha (Eruption 2021)

V. I. Silaev^{1, *}, G. A. Karpov^{2, **}, A. S. Shuisky¹, A. F. Khazov¹, G. V. Ignatiev¹, S. N. Shanina¹,
B. A. Makeev¹, I. V. Smoleva¹, and D. V. Kiselyova³

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

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

³*Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences,
Vonsovskogo str., 15, Yekaterinburg, 620016 Russia*

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

**e-mail: karpovga@kscnet.ru

Comprehensive mineralogical and geochemical studies of a representative sample of tephra from the Cumbre-Vyaha volcano (2020–2021 eruption), which has a gravel-psammitic granulometric composition and is characterized by an anomalously high degree of particle vesicularity, have been carried out. In terms of bulk chemical composition, this tephra corresponds to the transition from alkaline picobasalts to alkaline basalts, differing fundamentally from the tephra ashes of marginal continental volcanoes. The studied tephra contains 45 trace elements with a total content of up to 2333 ppm, which exceeds that in the tephra of island-arc volcanoes. According to the ratio of geochemical criteria, tephra from Cumbre-Vyaha correspond to the average values for within-plate volcanoes in the oceans. The geochemical feature of the studied tephra is a strong enrichment in lanthanides, noble and platinoid metals. H₂, CO, CO₂, H₂O, CH₄, C₂H₄, C₂H₆, C₃H₆, C₃H₈ were found in the composition of the lithogenic gas phase separated by heating from the studied tephra. The proportions between inorganic components in the gas phase generally correspond to the boundary region between crustal and mantle-crustal derivatives, but a relatively low water content is found. Olivine of composition Fo_{73–84}, essentially diopside clinopyroxene, andesine-bytownite plagioclases, chrome spinels, phase-homogeneous solid solutions of ilmenite in magnetite, phases of Ni-Cu-bearing native iron, quartz, and sodium hydroxyl chlorides were identified and studied in microlites. In addition, dispersed carbon matter with carbon isotopic composition $\delta^{13}\text{CPDB} = -30...-24\text{‰}$ was found in the Cumbre-Vyaha tephra, which corresponds to the carbon isotope composition in abiogenic carbonaceous substances of volcanic origin. The totality of the results of mineralogical and geochemical studies characterizes the Cumbre-Vyaha volcano as a typical representative of within-plate oceanic plume volcanoes.

Keywords: plume volcanoes, Cumbre-Vyaha, 2020–2021, chemistry, trace elements, lithogenic gas phase, microlites, abiogenic carbon matter

УДК 551.441.(571.65)

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЭПИТЕРМАЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ КЫПЛАТАПСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЛЯ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЧУКОТКА)

© 2023 г. А. В. Волков^a, *, А. Г. Пилицын^b, **, В. Ю. Прокофьев^a,
А. А. Долманова-Тополь^a, К. Ю. Мурашов^a

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

^bИнститут минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов, ул. Вересаева, 15, Москва, 121357 Россия

*e-mail: tma2105@mail.ru

**e-mail: allexpil@yandex.ru

Поступила в редакцию 06.02.2023 г.

После доработки 14.02.2023 г.

Принята к публикации 10.04.2023 г.

В статье рассмотрены условия образования существенно-серебряной минерализации Кыплатапского вулканического поля (КВП), Чаунской зоны, Центрально-Чукотского сектора, Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП). Приведены новые данные по составу, распределению и содержаниям микроэлементов, включая РЗЭ, в рудоносных метасоматитах. Заметное обогащение изученных образцов РЗЭ, преобладание легких лантаноидов над тяжелыми, очень низкие Eu/Sm отношения (≤ 1), слабо наклонные близондритовые спектры с явными европиевыми минимумами — типичны для эпитеpмальной рудообразующей системы КВП. Значения Ce/Ce* варьируют от слабо отрицательных до умеренно положительных значений (от 0.81 до 1.38), а значения Eu/Eu* изменяются от 0.28 до 0.7. Такое сочетание Ce/Ce* и Eu/Eu* указывает на окислительные условия, преобладавшие при рудообразовании. Результаты термо- и криометрических исследований флюидных включений в кварце позволили установить, что рудообразующий флюид содержал хлориды Na, Mg и K, эпитеpмальная минерализация отлагалась гомогенными гидротермальными флюидами с концентрациями солей (0.3–6.2 мас. %-экв. NaCl), плотность флюида — 0.60–0.87 г/см³, при температурах от 203 до 343°C, давление водяного пара изменялось от 40 до 140 бар. Полученные геохимические и термометрические данные, подтверждают выдвинутое ранее предположение — о принадлежности изученной минерализации КВП к промежуточно сульфидизированному (intermediate sulfidation) эпитеpмальному классу. Эти данные, указывают на андезитовые магмы и метеорные воды как наиболее вероятные источники флюидов. Приведенная в статье информация имеет практическое значение для региональных прогнозно-металлогенических построений, поисков и оценки эпитеpмальных Au–Ag месторождений.

Ключевые слова: ОЧВП, Центральная Чукотка, Кыплатап, вулканическое поле, микроэлементы, РЗЭ, флюидные включения, условия рудообразования

DOI: 10.31857/S0203030623700232, **EDN:** WQZMFP

ВВЕДЕНИЕ

В 1990-х годах прошлого века геологами Чаунской геологоразведочной экспедиции в КВП было открыто перспективное на Au и Ag Кыплатапское рудное поле, которое находится на территории Чаунского района Чукотского автономного округа в Арктической зоне России, в 270 км к северо-востоку от районного центра — г. Певек (рис. 1). Рудное поле находится недалеко (8–15 км) от круглогодичной автодороги Певек—Билибино и ЛЭП 110 кВ (35 км), что существенно облегчает проведение в его пределах геологоразведочных работ.

Результаты изучения геологии, вещественного состава и геохимических особенностей руд КВП были недавно опубликованы [Пилицын и др., 2022, 2023]. Однако, типизация рудопроявления окончательно не была определена. Результаты изучения геолого-структурных и минералогических особенностей указывали на принадлежность минерализации рудопроявления Кыплатап к высокосульфидизированному эпитеpмальному классу [Пилицын и др., 2022], в то время как геохимические особенности корреспондировали с промежуточно-сульфидизированным классом [Пилицын и др., 2023].

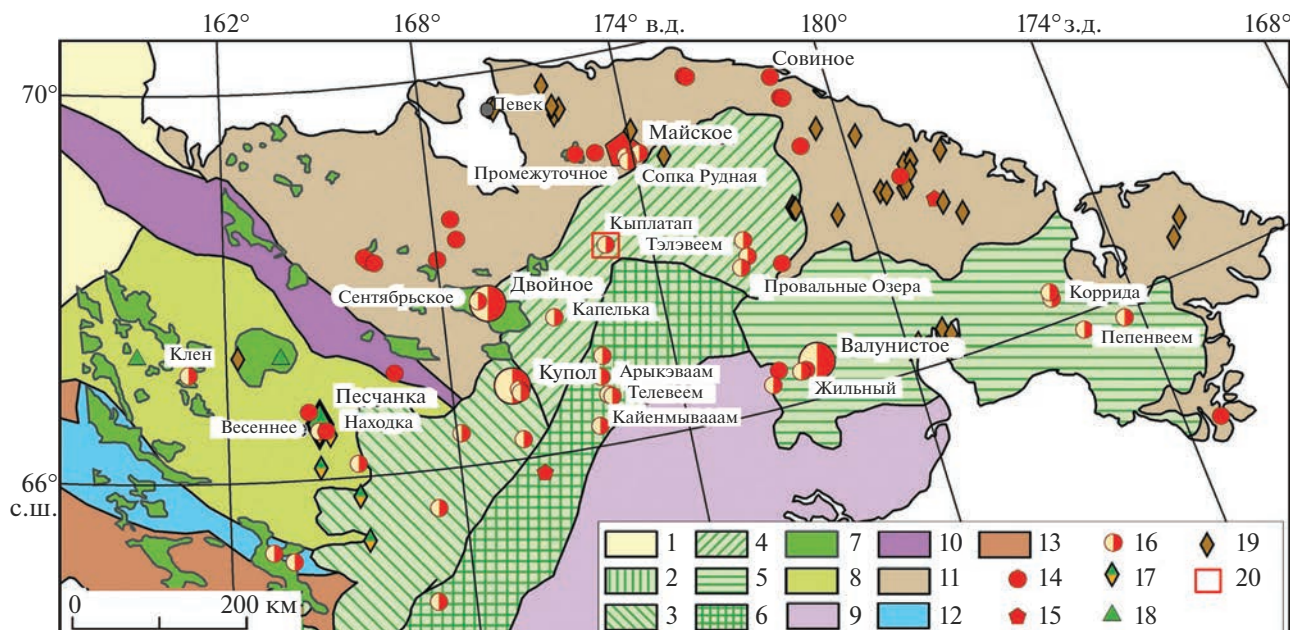


Рис. 1. Вулканические пояса и Au–Ag эпитермальные месторождения Чукотки. Схема составлена с использованием материалов [Белый, 1994; Соколов и др., 1999; Тихомиров и др., 2017].

1 – кайнозойский чехол; 2–6 – Охотско-Чукотский вулканический пояс (ОЧВП): 2–4 – секторы ОЧВП (2 – Пенжинский, 3 – Анадырский, 4 – Центральнo-Чукотский), 5 – Восточно-Чукотская фланговая зона, 6 – внутренняя зона ОЧВП; 7 – раннемеловые вулканические впадины; 8 – Олойский вулканический пояс; 9 – Корьякско-Камчатская складчатая система; 10 – Южно-Ануйская сутура; 11 – Чукотская складчатая система; 12 – палеозойско-мезозойские островодужные комплексы; 13 – деформированные палеозойско-мезозойские комплексы чехла Омолонского массива; 14–19 – месторождения (большие значки – крупные, маленькие – средние и мелкие объекты): 14 – золото-кварцевые жильные, 15 – золото-сульфидные (вкрапленные), 16 – эпитермальные золото-серебряные, 17 – медно-молибден-порфировые, золото- и серебросодержащие, 18 – колчеданно-полиметаллические в вулканических породах, 19 – оловорудные; 20 – Кыплатапское рудное поле.

В связи с этим, главная цель настоящей статьи – изучение условий образования эпитермальной минерализации рудопроявления Кыплатап, определение ее генетической принадлежности; в выделении на этой основе новых и уточнении известных критериев оценки промышленной значимости этого рудопроявления. Следует отметить, что в данной работе впервые приведены результаты микротермометрических исследований флюидных включений в рудоносном кварце рудопроявления.

Известно, что микроэлементы и РЗЭ активно реагируют на окислительно-восстановительную среду природных обстановок, что позволяет использовать их в качестве геохимических индикаторов источников вещества. Следует отметить, что информация о составе и распределении микроэлементов и РЗЭ параметры рудообразующих флюидов для эпитермальной существенно серебряной минерализации во вторичных кварцитах КВП получена впервые.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В 2021–2022 гг. коллекция образцов КВП была изучена в ИГЕМ РАН с применением современ-

ных прецизионных методов анализа минерального вещества. Определение концентрации породообразующих и отдельных примесных элементов образцов вмещающих пород и руд КВП выполнено методом рентгенфлуоресцентного анализа на вакуумном спектрометре модель Axios mAX производства компании PANalytical в аналитической лаборатории ИГЕМ РАН. Измерения микроэлементов (ICP-MS) проводили на масс-спектрометре с ионизацией в индуктивно-связанной плазме X-Series II. Пределы обнаружения элементов составляли от 0.1 нг/г для тяжелых и средних по массе элементов с возрастанием до 1 нг/г для легких элементов. Для оценки условий формирования вулканогенного оруденения были определены геохимические показатели, а также отношения между элементами: ΣREE , ΣLREE , ΣHREE , $\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE}$, Hf/Sm , Nb/La , Th/La , Y/Ho , U/Th , Co/Ni , δEu , δCe , и др. Показатели рассчитаны по усредненным значениям элементов для руд каждого месторождения. Кроме того, рассчитаны коэффициенты обогащения микроэлементов руд и вмещающих пород путем нормирования результатов анализов к результатам средних содержаний микроэлементов в земной коре и хондритах. Полученные значения сведены в таб-

лицы, по которым построены графики распределения РЗЭ и других микроэлементов в рудах месторождений.

Микротермометрическое изучение индивидуальных включений проводилось в лаборатории геологии рудных месторождений ИГЕМ РАН с использованием измерительного комплекса, состоящего из камеры THMSG 600 фирмы “Linkam” (Англия), установленном на микроскопе “Olimpus BX51” (Япония), видеокамеры и управляющего компьютера. Химический состав флюида, захваченного во включениях, оценивался по результатам измерений фазовых переходов и превращений, происходивших при нагревании и охлаждении препаратов. Точность измерений температуры составляет $\pm 0.2^\circ\text{C}$ в интервале температур от -20 до $+20^\circ\text{C}$ и понижается при более высоких и низких температурах. Состав солей, преобладающих в водных растворах флюидных включений, оценивался по результатам измерения температур плавления эвтектики [Борисенко, 1977]. Суммарная концентрация солей в двухфазовых флюидных включениях оценивалась по температурам плавления льда на основе экспериментальных данных для системы $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$ [Bodnar, Vityk, 1994]. Давление флюида рассчитывалось для гетерогенных флюидов как давление водяного пара. Оценки концентраций солей, плотностей и давлений флюида проводились с использованием программы “FLINCOR” [Brown, 1989].

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Основные элементы строения чукотской части ОЧВП показаны на рис. 1 по В.Ф. Белому [1994]. Внешняя зона ОЧВП в пределах Чукотки разделена на два сектора (см. рис. 1): Анадырский и Центральнo-Чукотский, различающихся по особенностям эволюции магматизма, объемным соотношениям вулканических формаций и строению.

В Центральнo-Чукотском секторе основание вулканических покровов внешней зоны представлено структурами Чукотского складчатого пояса. В этом секторе происходит резкий излом границы внешней и внутренней зон ОЧВП, простираение которого меняется с северо-восточного на юго-восточное направление (см. рис. 1). Развитие Центральнo-Чукотского сектора в отличие от остальных районов начиналось с образования игнимбритовой формации и лишь затем покровов андезитов. В чукотском отрезке ОЧВП известны многочисленные золотосеребряные эпипермальные месторождения (см. рис. 1), большинство из которых относятся к низкосульфидизированному классу, селеновому подтипу [Бортников и др., 2022].

Кыплатапское вулканическое поле, приурочено к юго-восточному флангу одноименной интрузивно-купольной структуры (ИКС), осложняющей Паляваам-Пыкарваамскую вулканотектоническую депрессию, входящую в состав Чаунской зоны, Центральнo-Чукотского сектора ОЧВП (см. рис. 1). В плане КВП (площадью 45 км^2) имеет изометричную форму и оконтурено кольцевыми разломами. Сложное блоковое строение КВП, обусловлено сетью пересекающихся разломов субширотного и северо-восточного (субмеридионального) простирания. Кыплатапская ИКС была сформирована в результате внедрения в алькаквуньские вулканы крупного лакколитообразного субвулканического тела, сложенного риолит-трахириолит-трахидациитами. Уровень эрозионного среза рудного поля, по геохимическим данным, можно оценить, как верхнерудный [Пилицын и др., 2023].

На площади КВП рудовмещающие вулканы испытали следующие метасоматические преобразования: щелочной метасоматоз — формация фельдшпатофиоров (дорудный этап), кислотный метасоматоз — формация вторичных кварцитов и пострудная пропиловатая. Вторичные кварциты приурочены к зонам разрывных нарушений, трещиноватости и брекчирования. Выделяются серицит-кварцевые, каолинит-серицит-кварцевые и монокварцевые, включая кварц-халцедоновую, ассоциации вторичных кварцитов с постепенными переходами между ними. Наличие в протоловках из рудных тел таких минералов, как корунд и андалузит, позволяет предполагать существование более глубинной (более 1 км) кварц-корунд-андалузитовой фации вторичных кварцитов. Монокварциты слагают внутренние ядерные части вторичных кварцитов. Широко развиты метасоматические жилы, сложенные мелкозернистым или фарфоровидным кварцем, кварц-адюляровым и кварц-халцедоновым агрегатами. Жилы, как правило, приурочены к системам разрывных нарушений, их образование связано с завершающим этапом метасоматоза.

Рудопроявление Кыплатап занимает площадь 3 км^2 и приурочено к узлу пересечения разломов северо-западного, северо-восточного и субширотного направлений. В его пределах выявлены обособленные рудные зоны, разобщенные 100–200 м интервалами слабоминерализованных пород, в пределах которых прослежены 35 потенциальных рудных тел, представленные линейными зонами брекчирования и дробления, сопряженные с кварцевыми прожилково-жилковыми образованиями [Пилицын и др., 2022]. По простиранию линзовидные рудные тела имеют протяженность и мощность до 200 м и 2–5 м соответственно. Содержания Au и Ag достигают 11.8 г/т и 7654.0 г/т соответственно.

Таблица 1. Химический состав изученных образцов КВП (в мас. %)

№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe _{общ}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S _{общ}	Σ
18-2qj31'	76.62	0.11	13.02	1.29	0.04	0.15	0.03	2.10	3.85	0.02	0.02	97.25
19-2qj31'	74.39	0.10	13.97	1.08	0.02	0.18	0.01	0.14	4.77	0.02	0.01	94.69
20-2qj31'	72.21	0.27	13.84	2.29	0.30	0.19	0.13	1.42	5.98	0.04	0.52	97.19
21-2qj31'	79.38	0.11	11.43	0.59	0.01	0.10	0.00	0.18	5.36	0.00	0.01	97.17
22-2qj31'	81.11	0.10	11.74	0.98	0.02	0.11	0.00	0.10	3.33	0.02	0.00	97.51
Среднее	76.74	0.14	12.8	1.24	0.08	0.14	0.03	0.79	4.66	0.02	0.14	96.79

В составе рудных тел установлены следующие основные жильные минералы — кварц (70–30%), гидрослюда (15–20%), серицит, каолинит, адунит, железистый карбонат, циркон, хлорит и алунит. Кварц по структуре мелкокристаллический, халцедоновидный, хрусталеvidный, к которому часто приурочена рудная минерализация. Преобладают прожилково-вкрапленные, пятнистые, брекчиевые и кавернозные текстуры; менее развиты — колломорфно-полосчатые и каркасно-пластинчатые [Пилицын и др., 2022].

Рудная минерализация в основном вкрапленная, реже прожилковая, часто приурочена к кавернам в мелкокристаллическом кварце. Концентрация рудных минералов в них обычно составляет от 1 до 2–5%. Основные рудные минералы представлены пиритом, арсенопиритом, полибазитом, акантитом, низкопробным самородным золотом. В меньшей степени развиты штрмейерит, серебросодержащий тетраэдрит, прустит и, значительно реже, встречаются сфалерит, халькопирит, пирсеит, пираргирит, стефанит, самородное серебро, марказит, галенит, касситерит и пирротин. В рудах повсеместно развита гидроокисно-сульфатная ассоциация. В процессе ее формирования на рудопроявлении непрерывно менялись физико-химические условия, о чем свидетельствует пульсационное колломорфно-зональное переслаивание гидроокислов железа и акантита, акантита и сульфатов меди [Пилицын и др., 2022].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ РУДОНОСНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ

В составе изученных образцов рудоносных метасоматитов КВП преобладает SiO₂ (72.21–81.11%), присутствуют заметные концентрации Al₂O₃ (11.43–13.97%), Fe₂O₃ (0.59–2.29%), K₂O (3.33–5.98%) и Na₂O (0.1–2.1); содержание сульфидов в изученных образцах низкое — S_{общ} не превышает 0.52% (табл. 1).

Как следует из рис. 2 и табл. 2, рудоносные метасоматиты КВП характеризуются явным обогащением широким спектром элементов (As, Ag, Au, Sb, Sn, Bi, W, Cs, Li, Be, Rb, Y, REE, U), по

сравнению со средними значениями верхней коры [Тейлор, Мак-Леннан, 1988].

Коэффициенты обогащения варьируют от нескольких (Bi, W, Cs, Li, Be, Rb, Y, REE, U) — до десятков (Sn, Sb) и сотен (As, Ag, Au) раз (рис. 3), что свидетельствует о геохимическом родстве микроэлементов и их синхронном участии в рудообразовании.

Состав РЗЭ изученных образцов приведен в табл. 2, а спектры РЗЭ, нормированных на хондрит, показаны на рис. 3.

Метасоматиты КВП характеризуются довольно высокими ΣРЗЭ (от 47.08 до 338.25 г/т). Нормированные на хондрит РЗЭ образуют пологие близхондритовые спектры (см. рис. 3) с отчетливыми европейскими минимумами (среднее Eu/Eu* — 0.38, см. табл. 2).

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

Таким образом, табл. 2 показывает, что в проанализированных пробах преобладают легкие “гидрофильные” лантаноиды “цериевой” группы.

ИССЛЕДОВАНИЕ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

Изучено 10 образцов кварца из рудных прожилков месторождения Кыплат. Два образца содержали пригодные для микротермометрических исследований флюидные включения. Среди флюидных включений в соответствии с известными критериями [Реддер, 1987] были выделены первичные, первично-вторичные и вторичные флюидные включения. К первичным отнесены флюидные включения, равномерно распределенные в объеме минерала-хозяина, либо приуроченные к зонам роста.

Вторичными считались включения, приуроченные к секущим минерал-хозяин трещинам. Пер-

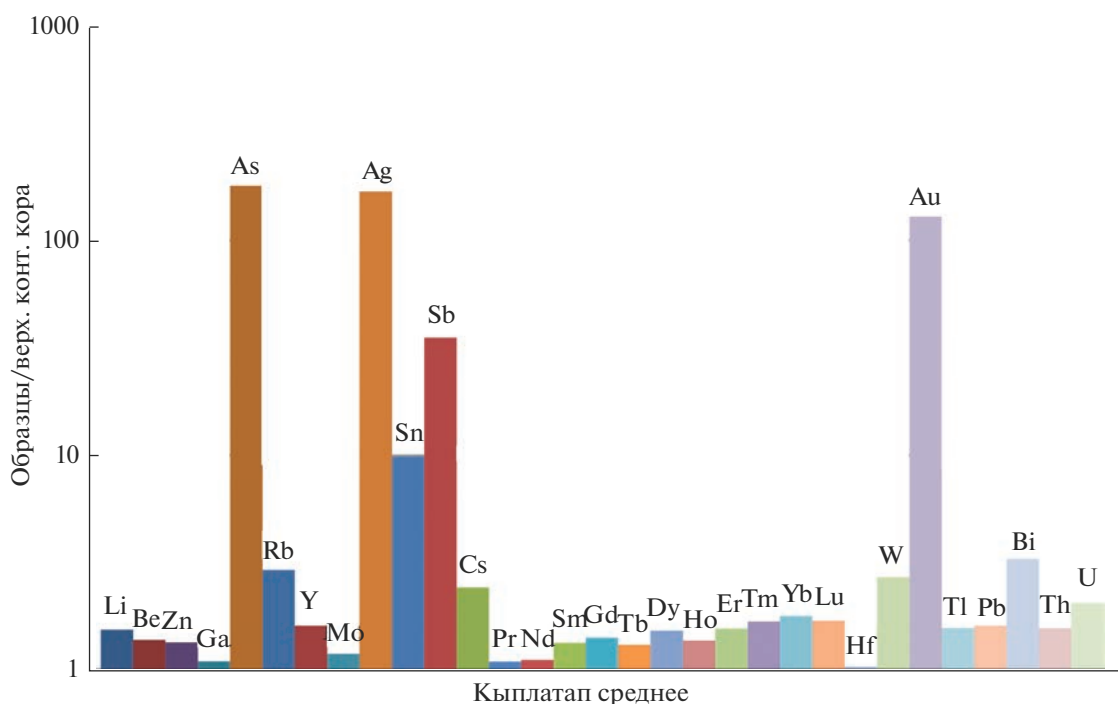


Рис. 2. Распределение основных микроэлементов в изученных образцах КВП, нормированных по отношению к средним значениям для верхней коры [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]. Среднее по 5 пробам (см. табл. 2).

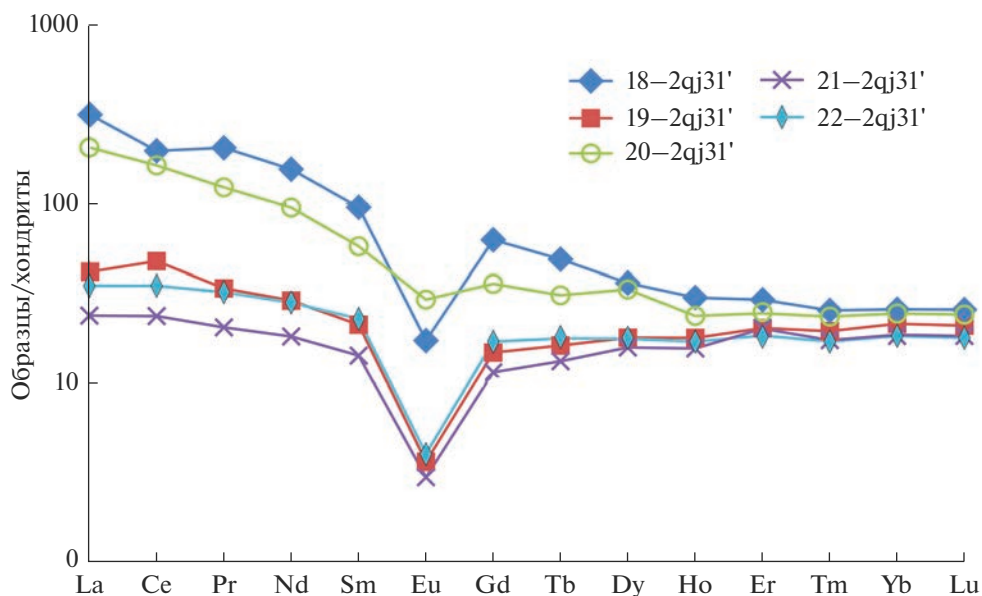


Рис. 3. Распределение РЗЭ, нормированных по хондритам [McDonough, Sun, 1995]: в изученных образцах КВП. Номера проб соответствуют табл. 1, 2.

вично-вторичные флюидные включения приурочены к трещинам, не достигающим внешних границ кристаллов и зерен, а по фазовому наполнению аналогичны первичным включениям.

По фазовому составу флюидных включений выделено два основных типа (рис. 4): 1) двухфазо-

вые газовой-жидкие включения водно-солевых растворов; 2) существенно газовые включения. Для термо- и криометрических исследований выбирались прежде всего флюидные включения, равномерно распределенные по объему отдельных зерен кварца и отнесенные нами к первич-

Таблица 2. Элементный состав (г/т) изученных образцов КВП

№ пробы	18-2qj31'	19-2qj31'	20-2qj31'	21-2qj31'	22-2qj31'	Cc
Au	0.15	0.15	0.38	0.12	0.16	0.19
Ag	0.87	1.06	14.05	5.64	23.25	8.97
As	162.53	173.34	112.36	851.16	3018.1	863.5
Sb	10.09	5.67	5.99	9.74	38.86	14.07
Cu	18.89	9.73	11.46	13.95	12.48	13.3
Pb	31.12	24.98	26.66	29.03	24.69	27.3
Zn	116.15	30.35	243.45	14.31	45.47	89.95
Li	34.81	35.98	37.377	31.630	44.840	36.927
Be	5.56	2.40	2.73	1.41	2.36	2.89
Sc	10.285	8.879	18.830	7.698	14.761	12.091
V	4.97	4.57	3.58	3.38	5.44	4.39
Cr	1.27	1.16	<ПО	1.65	1.54	1.12
Co	0.26	<ПО	1.28	0.09	0.13	0.35
Ni	<ПО	1.39	<ПО	<ПО	<ПО	0.28
Bi	0.73	0.3	0.4	0.47	0.74	0.53
Ga	20.88	24.9	19.19	9.65	21.25	19.17
Rb	235.79	281.78	243.46	240.83	223.5	245.07
Sr	33.94	15.71	62.95	19.51	6.32	27.69
Y	51.08	27.81	39.27	25.43	24.88	33.69
Zr	137.26	141.18	375.57	139.64	103.53	179.44
Nb	10.31	9.32	10.4	12.8	10.52	10.67
Mo	4.15	0.33	0.66	0.56	0.81	1.3
Sn	31.8	37.09	11.49	16.3	7.1	20.76
Cs	7.71	17.25	10.38	7.86	16.08	11.86
Ba	315.03	198.8	1740.63	644.32	130.81	605.92
La	75.63	9.88	49.12	5.63	8.26	29.7
Ce	121.92	29.39	100.33	14.48	21.48	57.52
Pr	19.11	3.15	11.53	1.91	2.97	7.73
Nd	71.68	13.26	43.96	8.28	12.81	30.0
Sm	14.22	3.09	8.53	2.11	3.41	6.27
Eu	0.94	0.2	1.54	0.15	0.21	0.61
Gd	12.4	2.95	7.14	2.30	3.43	5.64
Tb	1.76	0.58	1.12	0.47	0.64	0.91
Dy	8.88	4.33	8.24	3.86	4.38	5.94
Ho	1.63	0.97	1.3	0.85	0.93	1.13
Er	4.66	3.17	3.92	3.2	2.94	3.58
Tm	0.62	0.48	0.58	0.42	0.42	0.5
Yb	4.16	3.46	3.94	2.97	2.94	3.49
Lu	0.63	0.51	0.6	0.44	0.44	0.52
Hf	4.82	5.01	8.46	4.91	4.2	5.48
Ta	0.88	0.76	0.71	0.97	0.9	0.84
W	2.97	9.75	7.89	3.63	1.38	5.12
Tl	1.33	1.35	1.61	1.65	1.11	1.41
Th	17.14	18.23	14.0	16.28	16.46	16.42
U	4.33	7.22	4.73	5.73	5.63	5.53

Таблица 2. Окончание

№ пробы	18-2qj31'	19-2qj31'	20-2qj31'	21-2qj31'	22-2qj31'	Cc
ΣREE	338.25	75.41	241.84	47.08	65.23	153.57
ΣLREE	303.51	58.97	215.01	32.56	49.14	131.84
ΣHREE	34.75	16.44	26.83	14.52	16.1	21.73
ΣLREE/ΣHREE	8.73	3.59	8.01	2.24	3.05	5.13
Hf/Sm	0.34	1.62	0.99	2.33	1.23	1.3
Nb/La	0.14	0.94	0.21	2.27	1.27	0.97
Th/La	0.23	1.85	0.28	2.89	1.99	1.45
Y/Ho	31.34	28.79	30.27	29.93	26.86	29.44
U/Th	0.25	0.4	0.34	0.35	0.34	0.34
Rb/Sr	6.95	17.94	3.87	12.34	35.36	15.29
Au/Ag	0.17	0.15	0.03	0.02	0.01	0.07
Eu/Eu*	0.33	0.29	0.7	0.31	0.28	0.38
Ce/Ce*	0.81	1.38	1.04	1.15	1.13	1.1
LaN/YbN	12.36	1.94	8.48	1.29	1.91	5.19
LaN/SmN	3.32	1.99	3.6	1.66	1.51	2.42
GdN/YbN	2.41	0.69	1.47	0.63	0.94	1.23
LaN/LuN	12.43	2.0	8.51	1.31	1.96	5.25
ΣCe	288.35	55.68	204.94	30.3	45.52	124.96
ΣY	39.83	12.11	27.86	9.76	12.98	20.51
ΣSc	10.07	7.62	9.04	7.03	6.73	8.1
Eu/Sm	0.07	0.06	0.18	0.07	0.06	0.09

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

ным включениям. Однако по первично-вторичным и вторичным включениям также были получены параметры фазовых переходов.

Данные термо- и криометрических исследований более 70 индивидуальных флюидных включений в кварце рудных прожилков месторождения Кыплатап приведены в табл. 3 и на рис. 5.

Рудообразующий флюид месторождения Кыплатап содержал хлориды Na, Mg и K. Об этом свидетельствуют хлоридные эвтектики растворов включений (от -25 до -31°C). Двухфазовые газо-жидкие флюидные включения в кварце гомогенизируются в жидкость при достаточно высоких температурах от 203 до 343°C , а концентрация солей изменяется от 0.3 до 6.2 мас. %-экв. NaCl, плотность флюида составляет 0.60 – 0.87 г/см³.

Включения типа 1 в ряде случаев захватывались вместе с газовыми включениями типа 2, что свидетельствует о гетерогенном состоянии флюида. Глубокое охлаждение газовых включений до температур -180°C не выявило конденсации каких-либо фаз, что свидетельствует о заполнении газовых включений только малоплотным водяным паром. Давление водяного пара изменялось

от 40 до 140 бар при изменении температур от 267 до 343°C .

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Как уже упоминалось выше, установлено, что микроэлементы и РЗЭ активно реагируют на окислительно-восстановительную среду природных обстановок, что позволяет использовать их в качестве геохимических индикаторов источников вещества и оценивать окислительно-восстановительные условия минералообразования.

Известно, что гидротермальные флюиды, содержащие Cl, эффективно концентрируют LREE, но бедны HREE [Oreskes, Einaudi, 1990], в этом случае отношения Hf/Sm, Nb/La и Th/La в рудах, как правило, меньше, чем 1; а флюиды, обогащенные F, синхронно концентрируют легкие и тяжелые РЗЭ – значения Hf/Sm, Nb/La и Th/La обычно больше, чем 1 [Oreskes, Einaudi, 1990]. Руды месторождений КВП явно обогащены легкими и обеднены тяжелыми РЗЭ, большая часть проб имеют значения Hf/Sm, Nb/La и Th/La значительно больше 1 (см. табл. 2). Следовательно, рудообразующие флюиды принадлежали NaCl–H₂O гидротермальной системе, обогащенной F.

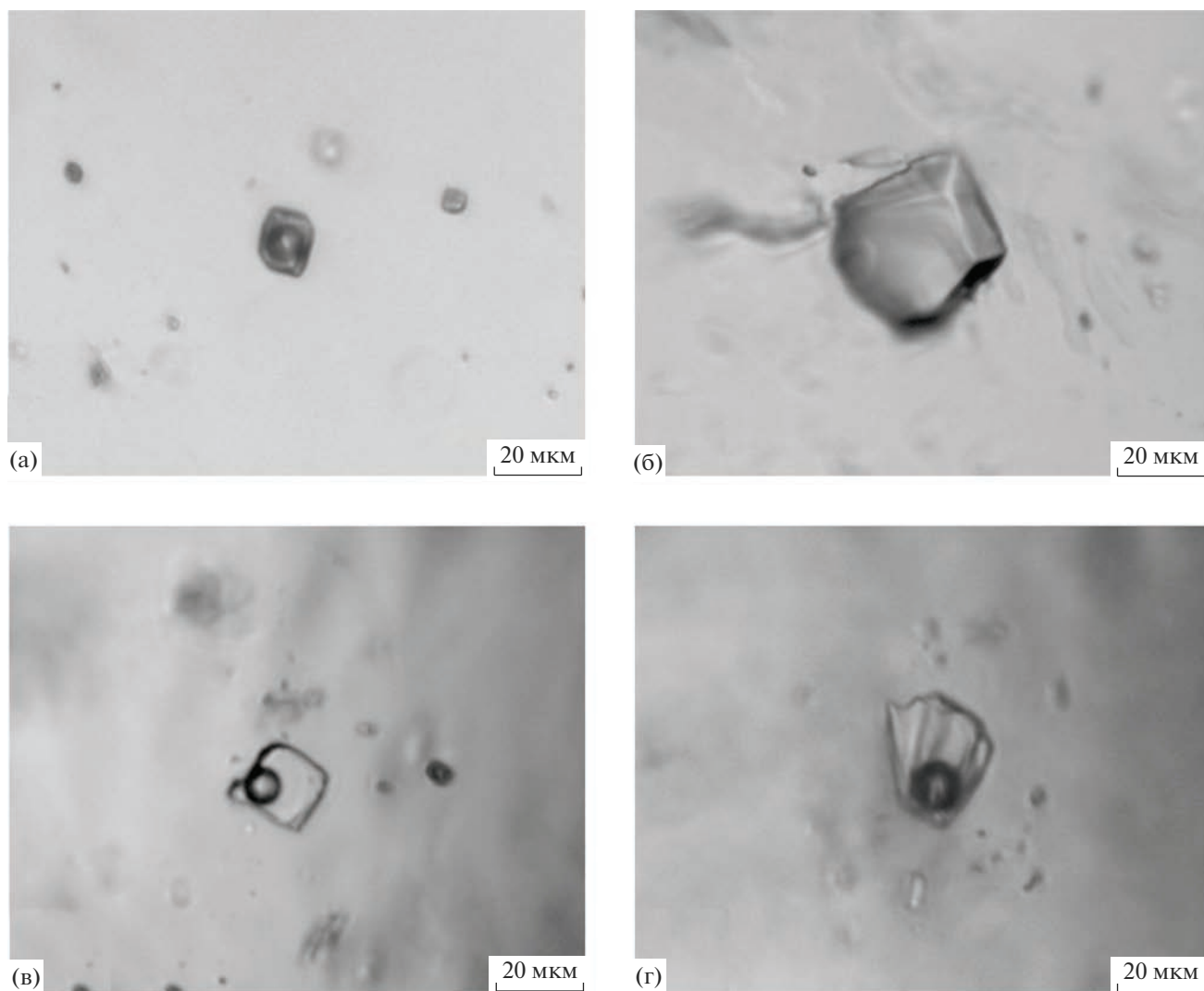


Рис. 4. Типы флюидных включений в кварце рудных прожилков месторождения Кыплатап. а, в, г — двухфазовые включения водно-солевых растворов типа 1; б — газовое включение типа 2.

Значения U/Th руд отражают окислительно-восстановительные особенности вмещающей среды [Jones, Manning, 1994]: в окислительной среде $U/Th \leq 0.75$; $U/Th 0.75-1.25$ характерно для не содержащей кислород среды; для восстановительной среды $U/Th > 1.25$. Судя по табл. 2, значения U/Th в рудах в два раза меньше, чем 0.75 (в среднем 0.34), что свидетельствует об окислительной среде.

Эффективное использование отношения Y/No для оценки происхождения рудообразующих флюидов показано в работах [Bau, 1991; Jones, Manning, 1994; Monecke et al., 2002]. В соответствии с табл. 2, значения отношения Y/No изученных проб КВП варьируют от 26.85 до 31.34, что коррелирует с интервалом отношений характерных для современных гидротермальных

флюидов задуговых бассейнов [Bau, 1991; Jones, Manning, 1994; Monecke et al., 2002].

Сумма концентраций РЗЭ в изученных образцах (см. табл. 2) соответствует таковым вулканических пород чукотского отрезка ОЧВП [Tikhomirov et al., 2016] и андезитам островных дуг [Кравцова, 2010].

Eu и Ce аномалии обычно рассматриваются как маркеры окислительно-восстановительного потенциала среды рудообразования [Горячев и др., 2008; Jones, Manning, 1994]. В изученных пробах КВП (см. табл. 2) значения Ce/Ce^* варьируют от слабо отрицательных до умеренно положительных значений (от 0.81 до 1.38), а значения Eu/Eu^* изменяются от 0.28 до 0.7. Такое сочетание Ce/Ce^* и Eu/Eu^* указывает на окислительные условия, преобладавшие при рудообразовании.

Таблица 3. Результаты термо- и криометрических исследований индивидуальных флюидных включений в кварце рудных прожилков месторождения Кыплатап

№ пробы	Тип включений*	<i>n</i>	$T_{\text{гом}}, ^\circ\text{C}$	$T_{\text{эвт}}, ^\circ\text{C}$	$T_{\text{пл. льда}}, ^\circ\text{C}$	$C, \text{мас. \% - экв. NaCl}$	$d, \text{г/см}^3$	$P, \text{бар}$
КЫПС	1 П	4	291	–31	–3.9	6.2	0.80	–
24146.8	1 П-В	5	276	–29	–2.9	4.7	0.80	–
	1 П-В	7	265	–28	–2.7	4.4	0.82	–
	1 П-В	6	241	–28	–0.9	1.5	0.82	–
КП-1	1, 2 П	12	343	–25	–0.6	1.0	0.60	140
	1, 2 П	14	287	–26	–0.6	1.0	0.73	60
	1, 2 П	3	284	–26	–0.2	0.3	0.73	60
	1 П-В	4	278	–31	–1.5	2.5	0.77	–
	1 П-В	8	267	–27	–0.3	0.5	0.76	40
	1 П-В	3	264	–25	–0.7	1.2	0.77	–
	1 П-В	6	262	–28	–1.1	1.8	0.79	–
	1 В	5	203	–28	–0.5	0.8	0.87	–

Примечание. *П – первичные, П-В – первично-вторичные, В – вторичные; 1 – двухфазовые газовой-жидкие включения, 2 – газовые включения.

Чрезвычайно низкие Eu/Sm отношения (в среднем 0.09) в изученных рудах (см. табл. 2) позволяют считать, что рудообразование в КВП протекало на верхнекоровом уровне [Винокуров, 1996].

По спектрам РЗЭ в ОЧВП отчетливо выделяются три группы руд [Волков и др., 2018а]. Спектры месторождений первой группы (Купол, Валунистое, Марошка и др.) характеризуются хорошо выраженными Eu максимумами [Волков и др., 2018а, 2020а]. Отчетливые Eu минимумы установлены для спектров руд месторождений второй группы (Двойное, Пепенвеем, Гольцовое и др.) [Волков и др., 2018а, 2018б; Савва и др., 2021]. Месторождения первой и ряд объектов второй группы (Двойное и др.) отнесены к низкосульфидизированному эпитеpмальному классу [Волков и др., 2018а]. Большая часть объектов второй группы относится к промежуточно-сульфидизированному классу [Савва и др., 2021]. Слабонаклонные близондритовые спектры без явных Eu максимумов и минимумов характерны для руд третьей группы – высокосульфидизированного эпитеpмального класса [Волков и др., 2018а, 2020б].

Изученные образцы КВП попадают во вторую группу (см. рис. 3), что может свидетельствовать о принадлежности к промежуточно сульфидизированному эпитеpмальному классу и корреспондирует с полученным ранее выводом [Пилицын и др., 2023].

Термометрические исследования флюидных включений из кварца этих же образцов КВП показали, что рудообразующий флюид содержал хлориды Na , Mg и K , а эпитеpмальная минерализация отлагалась гомогенными гидротермальными

флюидами с концентрациями солей (0.3–6.2 мас. %-экв. NaCl), плотность флюида – 0.60–0.87 г/см^3 ; температуры гомогенизации включений варьировали от 203 до 343 $^\circ\text{C}$, давление водяного пара изменялось от 40 до 140 бар. Приведенные выше данные обладают большим сходством с такими по месторождению Гольцовое [Савва и др., 2021] и другими месторождениями промежуточно сульфидизированного класса [Wang et al., 2019].

Таким образом, полученные геохимические и термометрические данные, подтверждают принадлежность изученной минерализации КВП к

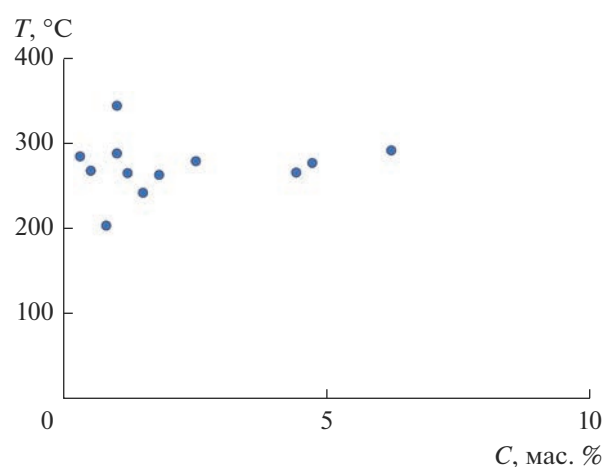


Рис. 5. Диаграмма “Температура–Концентрация солей” для минералообразующих флюидов из флюидных включений в кварце рудных прожилков месторождения Кыплатап.

промежуточно сульфидизированному эпитеp-мальному классу.

Приведенная в статье информация имеет практическое значение для региональных прогнозно-металлогенических построений, поисков и оценки эпитеpмальных Au—Ag месторождений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненные исследования позволили установить, что изученные образцы рудоносных метасоматитов КВП характеризуются явным обогащением широким спектром элементов, по сравнению со средними значениями верхней коры. В спектрах РЗЭ преобладают легкие “гидрофильные” лантаноиды “цериевой” группы.

Сравнение полученных данных с известными опубликованными примерами [Винокуров и др., 1999; Кравцова, 2010; Волков и др., 2018а] показывает, что заметное обогащение изученных образцов РЗЭ, преобладание легких лантаноидов над тяжелыми, очень низкие Eu/Sm отношения ($\ll 1$), слабо наклонные близхондритовые спектры с явными европиевыми минимумами — типичны для эпитеpмальной рудообразующей системы КВП. Значения Ce/Ce* варьируют от слабо отрицательных до умеренно положительных значений (от 0.81 до 1.38), а значения Eu/Eu* изменяются от 0.28 до 0.7. Такое сочетание Ce/Ce* и Eu/Eu* указывает на окислительные условия, преобладавшие при рудообразовании.

Результаты термо- и криометрических исследований флюидных включений в кварце показывают, что рудообразующий флюид содержал хлориды Na, Mg и K, эпитеpмальная минерализация отлагалась гомогенными гидротермальными флюидами с концентрациями солей (0.3—6.2 мас. %-экв. NaCl), плотность флюида — 0.60—0.87 г/см³, при температурах от 203 до 343°C, давление водяного пара изменялось от 40 до 140 бар.

Полученные геохимические и термометрические данные, подтверждают выдвинутое ранее предположение — о принадлежности, изученной минерализации КВП к промежуточно сульфидизированному эпитеpмальному классу [Пилицын и др., 2023]. Эти данные, указывают на андезитовые магмы и метеорные воды как наиболее вероятные источники флюидов.

Приведенная в статье информация имеет практическое значение для региональных прогнозно-металлогенических построений, поисков и оценки эпитеpмальных Au—Ag месторождений.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке темы Госзадания ИГЕМ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Белый В.Ф. Геология Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 76 с.
- Борисенко А.С. Изучение солевого состава газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 16—27.
- Бортников Н.С., Волков А.В., Савва Н.Е., Прокофьев В.Ю., Колова Е.Е., Доломанова-Тополь А.А., Галямов А.Л., Мурашов К.Ю. Эпитеpмальные Au—Ag—Se—Te месторождения Чукотки (арктическая зона России): металлогения, минеральные парагенезисы, флюидный режим // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 4. С. 541—568.
- Винокуров С.Ф. Европиевые аномалии в рудных месторождениях и их генетическое значение // Докл. РАН. 1996. Т. 346. № 6. С. 792—795.
- Волков А.В., Сидоров А.А., Прокофьев В.Ю., Савва Н.Е., Колова Е.Е., Мурашов К.Ю. Геохимические особенности эпитеpмальных Au—Ag месторождений Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса (Северо-Восток России) // Вулканология и сейсмология. 2018а. № 6. С. 1—20.
- Волков А.В., Савва Н.Е., Колова Е.Е., Прокофьев В.Ю., Мурашов К.Ю. Au—Ag эпитеpмальное месторождение Двойное (Чукотка) // Геология рудных месторождений. 2018б. Т. 60. № 6. С. 590—609.
- Волков А.В., Прокофьев В.Ю., Винокуров С.Ф., Мурашов К.Ю., Андреева О.В., Киселева Г.Д., Вольфсон А.А., Сидорова Н.В. Эпитеpмальное Au—Ag месторождение Валунистое (Восточная Чукотка, Россия) геологическое строение, минералого-геохимические особенности и условия рудообразования // Геология рудных месторождений. 2020а. Т. 62. № 2. С. 107—133.
- Волков А.В., Прокофьев В.Ю., Сидоров А.А., Галямов А.Л., Вольфсон А.А., Сидорова Н.В. Условия формирования Au—Ag эпитеpмальной минерализации Арыкэваамского вулканического поля (Центральная Чукотка) // Вулканология и сейсмология. 2020б. № 4. С. 13—21.
- Горячев Н.А., Викентьева О.В., Бортников Н.С., Прокофьев В.Ю., Алпатов В.А., Голуб В.В. Наталкинское золоторудное месторождение мирового класса: распределение РЗЭ, флюидные включения, стабильные изотопы кислорода и условия формирования руд (Северо-Восток России) // Геология рудных месторождений. 2008. Т. 50. № 5. С. 414—444.
- Жариков В.А., Горбачев Н.С., Латфутт П., Дохерти В. Распределение редкоземельных элементов и иттрия между флюидом и базальтовым расплавом при давлениях 1—12 кбар (по экспериментальным данным) // Докл. РАН. 1999. Т. 366. № 2. С. 239—241.
- Кравцова Р.Г. Геохимия и условия формирования золотосеребряных рудообразующих систем Северного Приохотья. Новосибирск: Академическое изд-во “Гео”, 2010. 291 с.
- Минеев Д.А. Лантаноиды в рудах редкоземельных и комплексных месторождений. М.: Наука, 1974. 241 с.
- Пилицын А.Г., Волков А.В., Савва Н.Е., Григорьева А.В., Пилицына Т.А., Сидорова Н.В. Эпитеpмальная Ag—Au минерализация Кыплатапского вулканического поля (Центральная Чукотка) // Вулканология и сейсмология. 2022. № 6. С. 3—16.
- Пилицын А.Г., Волков А.В., Пилицына Т.А. Геохимические особенности Ag—Au рудопроявления Кыплатап

(Центральная Чукотка) // Арктика: экология и экономика. 2023. Т. 12. № 4. С. 31–47.

Реддер Э. Флюидные включения в минералах. М.: Мир, 1987. Т. 1, 2. 1092 с.

Савва Н.Е., Волков А.В., Любимцева Н.Г., Прокофьев В.Ю., Сидоров А.А., Мурашов К.Ю., Сидорова Н.В. Ag–Pb–Zn-месторождение Гольцовое (Северо-Восток России): геологическое строение, минералого-геохимические особенности, условия рудообразования // Геология рудных месторождений. 2021. Т. 63. № 3. С. 207–235.

Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Григорьев В.Н. Зона перехода Азиатский континент – Северо-Западная Пасифика в позднеюрско-раннемеловое время // Теоретические и региональные проблемы геодинамики. М.: Наука, 1999. С. 30–82.

Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.

Тихомиров П.Л., Прокофьев В.Ю., Калько И.А., Анлеталин А.В., Николаев Ю.Н., Кобаяси К., Накамура Э. Постколлизийный магматизм Западной Чукотки и раннемеловая тектоническая перестройка Северо-Востока Азии // Геотектоника. 2017. № 2. С. 32–54.

Bau M. Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium // Chem. Geol. 1991. V. 93. P. 219–230.

Bodnar R.J., Vityk M.O. Interpretation of microthermometric data for H₂O–NaCl fluid inclusions // Fluid inclusions in minerals: methods and applications. Pontignano: Siena, 1994. P. 117–130.

Brown P. FLINCOR: a computer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data // Amer. Mineralogist. 1989. V. 74. P. 1390–1393.

Jones B., Manning D.A.C. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones // Chem. Geol. 1994. V. 111. P. 111–129.

McDonough W.F., Sun S.S. The Composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223–253.

Monecke T., Kempe U., Gotze J. Genetic significance of the trace element content in metamorphic and hydrothermal quartz: a reconnaissance study // Earth. Planet. Sci. Lett. 2002. V. 202. P. 709–724.

Oreskes N., Einaudi M.T. Origin of rare-earth element enriched hematite breccias at the Olympic Dam Cu–U–Au–Ag deposit, Roxby Downs, South Australia // Econ. Geol. 1990. V. 85. № 1. P. 1–28.

Tikhomirov P.L., Kalinina E.A., Moriguti T., Makishima A., Kobayashi K., Nakamura E. Trace element and isotopic geochemistry of Cretaceous magmatism in NE Asia: Spatial zonation, temporal evolution, and tectonic controls // Lithos. 2016. V. 264. P. 453–471.

Wang L., Qin Ke-Zh., Song G.-X., Li G.-M. A review of intermediate sulfidation epithermal deposits and subclassification // Ore Geology Reviews. 2019. V. 107. P. 434–456.

Conditions of Formation of Epithermal Mineralization of the Kyplatap Volcanic Field (Central Chukotka)

A. V. Volkov^{1,*}, A. G. Pilitsyn^{2,**}, V. Yu. Prokofiev¹, A. A. Dolomanova-Topol¹, and K. Yu. Murashov¹

¹Institute of Ore Deposits Geology, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of the Russian Academy of Sciences, Staromonetny lane, 35, Moscow, 119017 Russia

²Institute of Mineralogy, Geochemistry and Crystal Chemistry of Rare Elements, Veresaeva str., 15, Moscow, 121357 Russia

*e-mail: tma2105@mail.ru

**e-mail: allexpil@yandex.ru

The article considers the geochemical features and conditions of the formation of substantially silver mineralization of the Kyplatap volcanic field (KVF), of the Chaunsky zone, of the Central Chukchi Sector, of the Okhotsk-Chukchi volcanic belt (OChVB). New data on the composition, distribution and grade of trace elements, including REE in ores, are presented. The noticeable enrichment REE of the studied samples, the predominance of light lanthanides over heavy ones, very low Eu/Sm ratios (≤ 1), weakly inclined near-chondrite spectra with obvious Eu minima are typical for the epithermal ore-forming system of the KVF. The Ce/Ce* vary from slightly negative to moderately positive values (from 0.81 to 1.38), and the Eu/Eu* vary from 0.28 to 0.7. This combination of Ce/Ce* and Eu/Eu* indicates the oxidative conditions prevailing during ore formation. The results of thermo- and cryometric studies of fluid inclusions in quartz allowed us to establish that the ore-forming fluid contained Na, Mg and K chlorides, epithermal mineralization was deposited by homogeneous hydrothermal fluids with salt concentrations (0.3–6.2 wt. %-eq. NaCl), fluid density – 0.60–0.87 g/cm³, at temperatures from 203 to 343°C, water vapor pressure varied from 40 to 140 bar. The obtained geochemical and thermometric data confirm the assumption put forward earlier – that the studied mineralization of KVF belongs to the intermediate sulfidation epithermal class. These data point to andesite magmas and meteoric waters as the most likely sources of fluids. The information in the article is of practical importance for regional predictive metallogenic constructions, prospecting and evaluation of epithermal Au–Ag deposits.

Keywords: OChVB, Central Chukotka, Kyplatap volcanic field, trace elements, REE, fluid inclusions, ore formation conditions

УДК 550.31

МОДЕЛЬ ПОВЕРХНОСТИ СЕЙСМИЧЕСКОГО РАЗРЫВА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ “ЧИГНИК” (АЛЯСКА, США) 29.07.2021 ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВОЙ РАДАРНОЙ ИНТЕРФЕРОМЕТРИИ И ГНСС

© 2023 г. А. М. Конвисар^{a, b, *}, В. О. Михайлов^a, М. С. Волкова^a, В. Б. Смирнов^{a, b}

^aИнститут физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, ул. Большая Грузинская, 10, стр. 1, Москва, 123242 Россия

^bФизический факультет Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова,
Ленинские Горы, 1, стр. 2, Москва, 119991 Россия

*e-mail: alexkonvisar@gmail.com

Поступила в редакцию 13.06.2023 г.

После доработки 21.06.2023 г.

Принята к публикации 27.06.2023 г.

В работе представлена новая модель поверхности сейсмического разрыва землетрясения “Чигник” $M_w = 8.2$, которое произошло у побережья полуострова Аляска 29.07.2021. Модель построена по данным о полях смещений земной поверхности, полученных методами спутниковой радарной интерферометрии по снимкам спутников Sentinel-1A и 1B, и данным о горизонтальных смещениях на пунктах GPS в районе землетрясения. Использованы спутниковые радарные снимки за период с 17.07 по 10.08.2021 и данные GPS с 18.07 по 08.08.2021. Все эти смещения включают косейсмические и часть постсейсмических смещений. При построении модели поверхности разрыва использовано решение Ф. Поллитца задачи о поле смещений поверхности сферической радиально расслоенной планеты в результате смещений на расположенном внутри нее прямоугольном разрыве. В качестве регуляризации решаемой обратной задачи ставилось условие близости направления подвижки на каждом элементе плоскости разрыва к заданному направлению, определяемому по данным сейсмологии. В построенной модели область сейсмического разрыва аппроксимирована одной плоскостью протяженностью 225 км по простиранию, 126 км по падению, разделенной на 48 одинаковых элементов. Согласно построенной модели, тип смещений – это практически чистый надвиг, а смещения, в целом, произошли по всей очаговой области. Максимальное смещение составило 5.7 м при среднем смещении по всей плоскости 2.2 м. Сейсмический момент, рассчитанный при значении модуля сдвига 32 ГПа по полученным параметрам площадки и смещениям на ней, составил 1.95×10^{21} Н м ($M_w = 8.13$), что близко к оценкам USGS и GCMT, полученным по сейсмологическим данным.

Ключевые слова: землетрясение, Аляска, США, “Чигник”, 27 июля 2021, спутниковая радарная интерферометрия, поля смещений, GPS, обратная задача, модель поверхности разрыва

DOI: 10.31857/S0203030623700256, **EDN:** LWUUIH

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы в науках о Земле все шире используются данные дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ), в частности, снимки, выполненные радаром с синтезированной апертурой (РСА), позволяющие оценивать смещения земной поверхности, связанные с активными геодинамическими или техногенными процессами. В частности, данные спутниковой геодезии позволили детально исследовать развитие косейсмических и постсейсмических процессов, обнаружить новые явления, такие как “тихие” землетрясения – смещения по разломам, не сопровождающиеся генерацией сейсмических волн. В данной работе методы РСА-интерферометрии применены для изучения крупного землетрясения 29 июля 2021 г.

($M_w = 8.2$ по GCMT¹) в районе полуострова Аляска, США.

Это землетрясение стало сильнейшим в США за последние 58 лет. Эпицентр землетрясения имел, по данным Геологической службы США (USGS)², координаты 55.364° с.ш. 157.888° з.д. (рис. 1), что недалеко от городка Чигник, поэтому далее, следуя [Liu et al., 2022], землетрясение будем именовать “Чигник”.

Данное землетрясение произошло в Алеутской зоне субдукции, которая представляет собой конвергентную границу Северо-Американской и Ти-

¹ <https://www.globalcmt.org/>

² <https://earthquake.usgs.gov/>

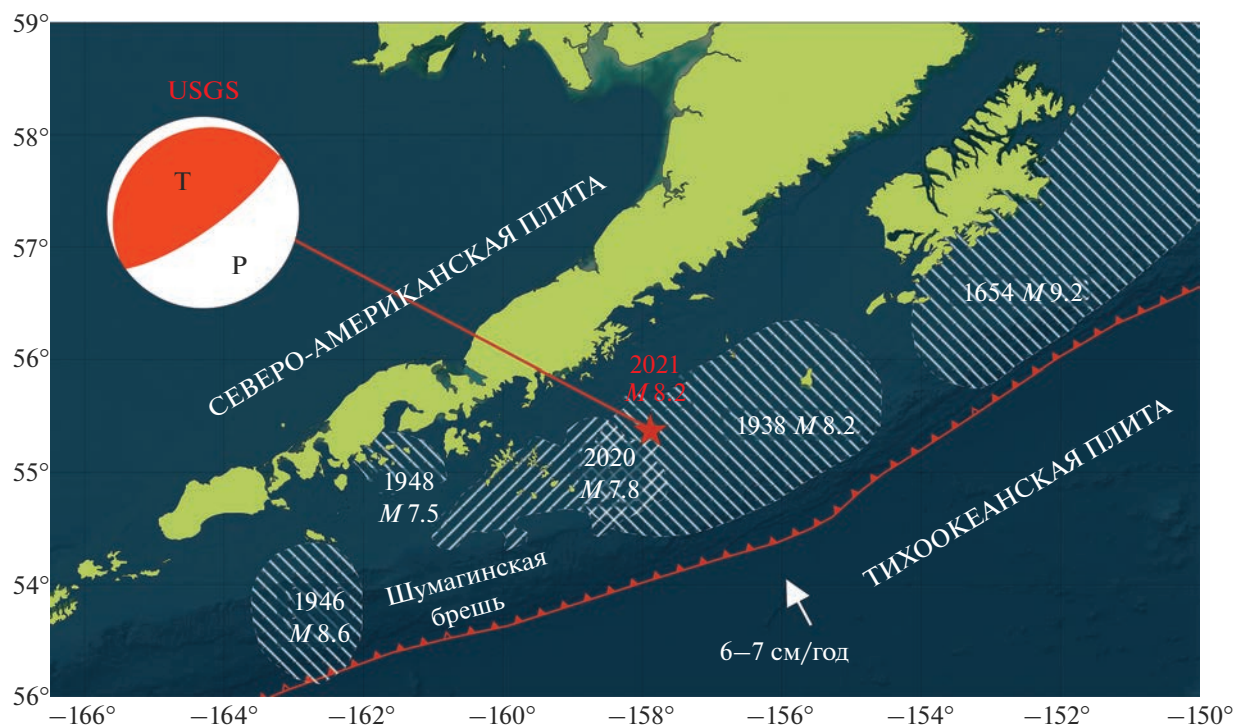


Рис. 1. Область землетрясения “Чигник”, Аляска, 29.07.2021. Стереографическая проекция нодальных плоскостей землетрясения и его эпицентр (красная звезда) даны по данным USGS. Заштрихованные области показывают зоны афтершоков прошлых сильных землетрясений на границе плит [Davies et al., 1981]. Красная линия с зубцами – положение оси океанического желоба.

хоокеанской плит длиной около 3400 км. Погружение Тихоокеанской плиты под Северо-Американскую происходит со средней скоростью 6–7 см/год и сопровождается сильными землетрясениями вдоль большей части Алеутской островной дуги [Freymueller et al., 2008, Argus et al., 2011].

Сейсмическое событие произошло в районе, где ранее было зафиксировано несколько сильных землетрясений с магнитудами 7.8 и более ($M_w = 8.3$ в 1938 г., $M_w = 7.8$ в 2020 г.). Восточнее области землетрясения “Чигник” располагается очаговая зона гораздо более крупного Великого Аляскинского землетрясения 1964 г. с магнитудой $M_w = 9.2$ [Suito, Freymueller, 2009; Ali, Freed, 2010], а на западе расположена так называемая Шумагинская сейсмическая брешь – область, где, по крайней мере, с начала XX-го века и до 2020 г. не наблюдалось сильных землетрясений [Davies et al., 1981; Ye et al., 2021]. Вопрос о том, остался ли в пределах Шумагинской бреши запертый участок зоны субдукции остается открытым (см. рис. 1).

Геодетические наблюдения показывают, что на границе плит в районе землетрясения “Чигник” в течение нескольких десятилетий накапливался значительный дефицит смещений, который, учитывая среднюю скорость сближения плит, со времени последнего сильного землетря-

сения 1938 г. мог достичь 5 м [Cross, Freymueller, 2008; Drooff, Freymueller, 2021].

Изучению землетрясения “Чигник” был посвящен ряд работ. Так модель [Liu et al., 2022] и модель, опубликованная на сайте Геологической службы США, основаны на анализе записей сейсмических широкополосных станций, а авторы [Ye et al., 2022] использовали также данные приливных станций и донных датчиков давлений DART (от англ. Deep-ocean Assessment and Reporting of Tsunamis). В статье [Elliott et al., 2022] приведена модель поверхности разрыва, основанная на данных спутниковой радарной интерферометрии, но только на отдельных участках с хорошей когерентностью.

В данной работе на основе решений фокального очага землетрясения, временных рядов смещений на пунктах глобальной навигационной спутниковой системы (ГНСС) GPS и данных о смещениях земной поверхности, рассчитанных по шестнадцати спутниковым радарным снимкам с 4-х орбит спутников Sentinel-1, определена геометрия поверхности сейсмического разрыва и оценено поле смещений на ней. Построенная модель позволяет исследовать соотношение очаговых зон землетрясений 1938 г. и 2020 г. и землетрясения “Чигник” 29.07.2021. Информация о соотношении очаговой области нового землетрясения с

очаговыми зонами ранее произошедших землетрясений имеет большое значение для оценки сейсмического потенциала отдельных участков зоны субдукции.

ОЦЕНКА ПОЛЕЙ СМЕЩЕНИЙ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

В данной работе была применена технология дифференциальной РСА-интерферометрии, называемой также DInSAR (от англ. Differential Interferometric Synthetic Aperture Radar), которая позволяет оценивать поля смещений земной поверхности путем совместной обработки радарных снимков одной и той же территории при повторной съемке [Bürgmann et al., 2000; Hanssen, 2001; Ferretti, 2014].

На первом этапе интерферометрической обработки РСА данных выполняется расчет дифференциальной фазовой интерферограммы по паре радарных снимков. Этот процесс состоит из последовательности процедур, включая совмещение (корегистрацию) двух радарных снимков, некогерентное пространственное осреднение (multi-looking), введение поправки за влияние топографии с использованием цифровой модели рельефа (ЦМР). Каждый элемент парной интерферограммы $\Delta\varphi$ равен фазовому сдвигу сигналов (набегу фазы), отраженных от одного и того же элемента земной поверхности при первой и второй съемке. Набег фазы меняется в пределах от $-\pi$ до π (т.е. он свернут по модулю 2π) и включает пять компонент [Hooper et al., 2007]:

$$\Delta\varphi = W \left\{ \frac{4\pi}{\lambda} \Delta R + \alpha + \beta + \theta + \varepsilon \right\}, \quad (1)$$

где первый член ΔR определяется смещением отражающей площадки в направлении на спутник за период между съемками, λ — длина волны радарного сигнала, а остальные члены — это набег фазы, вызванный: α — различием в условиях распространения электромагнитных волн в атмосфере в моменты съемки, β — неточным знанием орбиты спутника, θ — ошибкой в определении угла видения спутника, которая возникает из-за ошибок задания ЦМР, ε — различными, в том числе аппаратными, шумами и неучтенными ошибками. $W\{\dots\}$ — оператор свертки по модулю 2π .

После введения поправок за сферичность Земли производится пространственная фильтрация интерферограммы [Goldstein, Werner, 1998], что позволяет снизить уровень слабо коррелированных фазовых шумов и других помех, и выделить компоненту, связанную со смещениями отражающей площадки.

Поскольку фазовые значения на интерферограмме свернуты по модулю 2π , на следующем этапе производится развертка фазы — добавление не-

Таблица 1. Пары радарных снимков с восходящей орбиты спутника Sentinel-1B и с нисходящей орбиты спутника Sentinel-1A, использованные в данной работе, в формате ДД.ММ.ГГ_чч:мм:сс

Спутник, орбита	Первый снимок	Второй снимок
Sentinel-1B, 153	29.07.21_04:24:10	10.08.21_04:24:11
Sentinel-1B, 153	29.07.21_04:23:42	10.08.21_04:23:43
Sentinel-1B, 7	19.07.21_04:07:57	31.07.21_04:07:58
Sentinel-1B, 7	19.07.21_04:07:29	31.07.21_04:07:30
Sentinel-1A, 73	17.07.21_17:04:05	10.08.21_17:04:06
Sentinel-1A, 73	17.07.21_17:03:40	10.08.21_17:03:42
Sentinel-1A, 102	19.07.21_16:47:38	31.07.21_16:47:39
Sentinel-1A, 102	19.07.21_16:47:13	31.07.21_16:47:14

обходимого числа полных фазовых циклов к каждому измерению. Развертка фазы является наиболее сложным и ресурсоемким этапом интерферометрической обработки спутниковых снимков. Имеется большое число различных методов развертки фазы, например, [Goldstein et al., 1988; Howard et al., 1997 и др.], из которых нами был выбран метод MCF (от англ. Minimum Cost Flow) [Costantini, Rosen, 1999]. Результатом развертки является поле фазового сдвига, которое может включать длиннопериодные компоненты, связанные с неточным знанием орбит и с атмосферными эффектами. Эти компоненты устраняются путем задания набора контрольных точек с известными координатами и смещениями (как правило, это точки с нулевыми смещениями вне поля ожидаемых деформаций). На финальном этапе развернутое фазовое поле пересчитывается в значения смещений поверхности и геокодируется, т.е. переводится из системы координат спутника в заданную картографическую проекцию.

Более подробно весь процесс обработки спутниковых радарных снимков описан, например, в статье [Ferretti, 2014].

В работе было использовано шестнадцать радарных снимков со спутников Европейского космического агентства Sentinel-1A и 1B (С-диапазон, длина волны $\lambda = 5.6$ см), выполненных за период с 17.07 по 10.08.2021 (табл. 1, рис. 2). Все этапы обработки выполнялись с использованием специализированного программного пакета ENVI SARscape и геоинформационной системы QGIS.

На рис. 3 представлены поля смещений в направлении на спутник в результате землетрясения “Чигник”, полученные по парам снимков 19.07–31.07.2021 и 29.07–10.08.2021 с двух восходящих орбит спутника Sentinel-1B (см. рис. 3а) и по парам снимков 17.07–10.08.2021 и 19.07–31.07.2021 с двух нисходящих орбит спутника Sentinel-1A (см. рис. 3б). Смещения на спутник равны сумме горизонтальных и вертикальных компо-

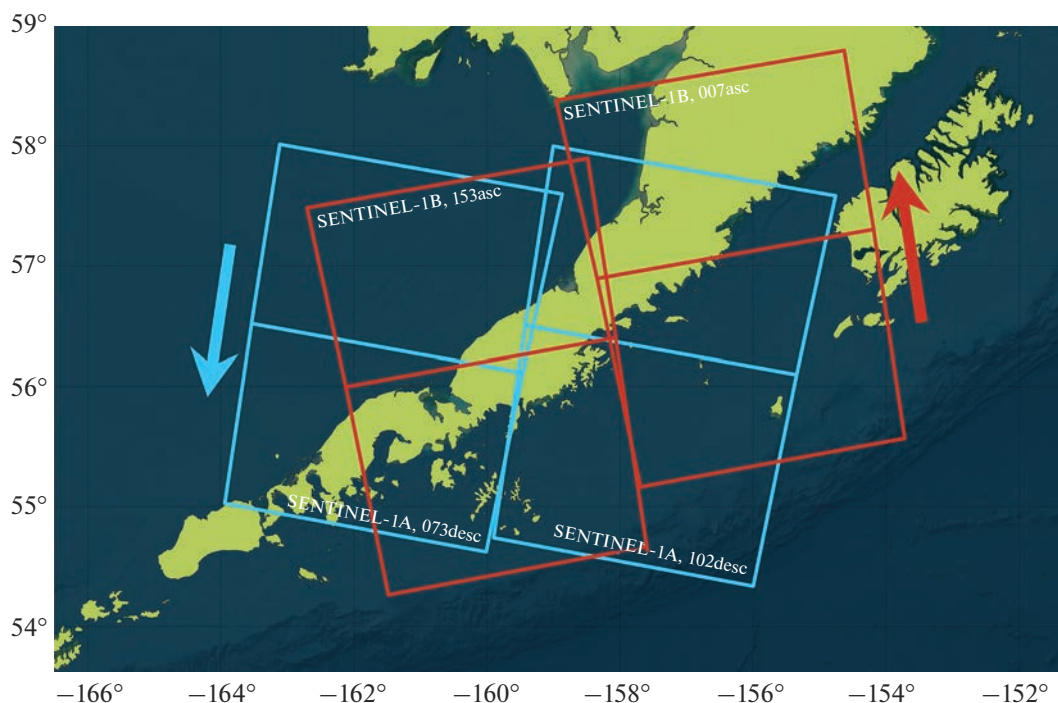


Рис. 2. Область покрытия района землетрясения “Чигник” снимками с 73-й и 102-й нисходящих орбит спутника Sentinel-1A (голубые прямоугольники) и снимками 153-й и 7-й восходящих орбит спутника Sentinel-1B (красные прямоугольники).

нент вектора смещений, умноженных на соответствующие тригонометрические функции угла наклона радарного луча и азимута полета. Поскольку, согласно данным сейсмологии, смещения земной поверхности в районе землетрясения содержат значительную горизонтальную компоненту, карты смещений на спутник, полученные по снимкам с восходящей и нисходящей орбиты, существенно различаются. Это различие учитывается при решении обратной задачи, т.к. углы для расчета смещений в направлении на спутник известны. Максимальные смещения с восходящего трека составили -33 см, с нисходящего $+20$ см.

МОДЕЛЬ ПОВЕРХНОСТИ СЕЙСМИЧЕСКОГО РАЗРЫВА

При решении обратной задачи поверхность сейсмического разрыва, как правило, аппроксимируют набором прямоугольных элементов и применяют аналитическое решение задачи о смещениях земной поверхности в результате смещений в плоскости этого элемента (разреза) по падению и простиранию, например [Михайлов и др., 2022]. Большое количество моделей поверхности разрыва землетрясений, например, модели USGS, строятся с использованием решения для однородного упругого полупространства с плоской свободной поверхностью [Okada, 1985, 1992]. В работе [Pollitz, 1996] для вязкоупругой реологии

получено решение задачи о поле смещений на поверхности сферической радиально расслоенной планеты в результате смещений на расположенном внутри нее прямоугольном разрезе. В этой работе показано, что для крупных землетрясений игнорирование расслоенности Земли может приводить к ошибкам до 20%, особенно при наличии значительной сдвиговой компоненты. Также к погрешностям ведет замена сферической свободной поверхности на плоскую. Поэтому в нашем исследовании использовалось решение [Pollitz, 1996]. Программный код Static1D, реализующий это решение, доступен на сайте USGS.

Задача решалась в следующей постановке. Для области землетрясения имеются данные о смещениях в направлении на спутник, полученные по РСА интерферометрии W_i^{meas} и данные о горизонтальных смещениях на восток и север на пунктах GPS E_i^{meas} и N_i^{meas} . Необходимо определить поле смещений на поверхности разрыва заданной геометрии так, чтобы среднеквадратическое отклонение расчетных и измеренных смещений было минимально.

Поверхность разрыва аппроксимировалась прямоугольной областью, разделенной на 6 элементов по падению и 8 по простиранию. Данные сейсмологии и геодинамики дают углы простирания и падения плоскости, а ее линейные размеры

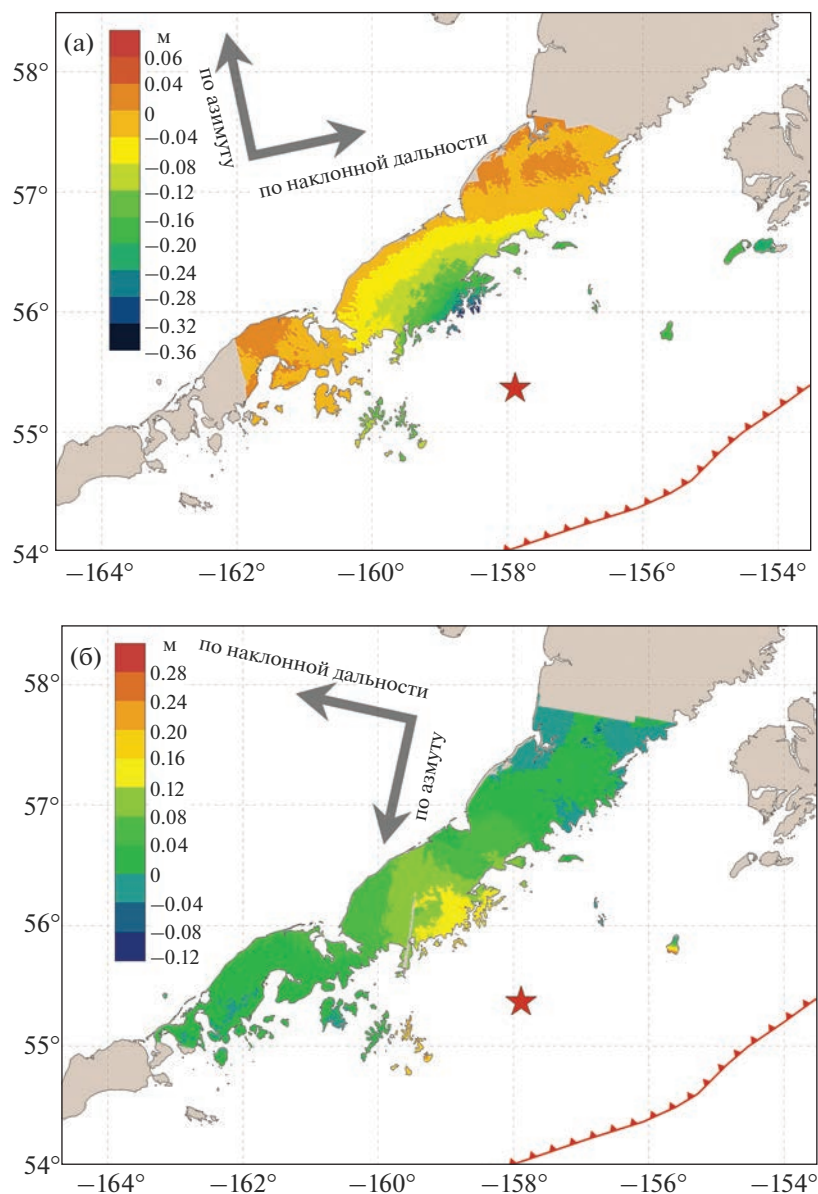


Рис. 3. Поля смещений в метрах в направлении на спутник в результате землетрясения “Чигник”, Аляска. а – по парам снимков 19.07–31.07.2021 и 29.07–10.08.2021 с восходящих орбит спутника Sentinel-1B; б – по парам снимков 17.07–10.08.2021 и 19.07–31.07.2021 с нисходящих орбит спутника Sentinel-1A. Красная звезда – эпицентр землетрясения. Красная линия с зубцами – положение оси океанического желоба. Стрелки указывают направление полета (азимут) и направление распространения радарного сигнала (дальность).

и пространственное положение подбирались с учетом координат гипоцентра землетрясения и положения облака афтершоков.

В такой постановке задача сводится к нахождению минимума функционала относительно неизвестных смещений по падению D_j и простираию S_j на каждом элементе поверхности разрыва. Функционал (2) включает взятые с соответствующими весами среднеквадратические отклонения вычисленных и измеренных смещений на 13 пунктах GPS и в 1616 точках поверхности Земли, где за-

даны смещения в направлении на спутник по данным интерферометрии:

$$\begin{aligned} & \left(\sum_{i=1}^M [E_i^{meas} - E_i^{calc}(u, g)] \right)^2 + \\ & + \left(\sum_{i=1}^M [N_i^{meas} - N_i^{calc}(u, g)] \right)^2 + \\ & + \alpha \left\{ \sum_{j=1}^4 \frac{1}{n_j} \sum_{i=1}^{n_j} (W_{i,j}^{meas} - W_{i,j}^{calc}(u, g) - A_j)^2 \right\} = \min. \end{aligned} \quad (2)$$

Здесь N, E — измеренные (meas) и вычисленные (calc) смещения в M пунктах GPS на север и восток, $W_{i,1-4}$ — смещения в направлении на спутник с 4-х орбит, заданные соответственно в n_{i-4} точках, со своими нулевыми уровнями A_{i-4} . Поверхность разрыва аппроксимирована $K = 48$ прямоугольными элементами. Каждый элемент определяется семью параметрами (две географические координаты и глубина одного из углов, размеры сторон, углы падения и простирания). Эти параметры последовательно записываются в вектор $g = (g_l)$, ($l = 1, 2, \dots, 7K$). Вектор $u = (u_D^1, \dots, u_D^K; u_S^1, \dots, u_S^K)$ содержит неизвестные смещения по падению — D и простиранию — S на каждом элементе плоскости. Относительно компонент вектора смещений задача является линейной.

Временные ряды GPS данных взяты с сайта UNAVCO³. Косейсмические смещения на пунктах GPS были рассчитаны как разница средних значений координат пунктов за 10 дней до и 10 дней после землетрясения.

Важно отметить, что, во-первых, для решения обратной задачи использовались поля смещений поверхности Земли, полученные в основном для “материковой части” очаговой области. Это обуславливается особенностями процедуры развертки фазы — фаза разворачивается некорректно, если на интерферограмме есть области, окруженные участками низкой когерентности (в данном случае большие площади водной поверхности, когерентность которых равна нулю). Это не позволило корректно оценить смещения на многочисленных островах. Во-вторых, область смещений землетрясения “Чигник” не покрывается одной парой снимков. Поэтому использовались по четыре пары снимков, как с восходящей, так и с нисходящей орбиты. При этом программный пакет SARscape имеет функцию объединения радарных снимков, полученных последовательно с одной орбиты, что позволило уменьшить количество интерферограмм, каждая из которых обрабатывалась независимо. На выходе получилось, четыре файла значений смещений для двух восходящих и двух нисходящих орбит (см. рис. 2), каждый со своим средним и своей геометрией съемки. Этот факт был учтен при решении обратной задачи, введением дополнительных констант A_j (см. формулу (2)) для каждой интерферограммы.

Обратная задача определения смещений на сейсмическом разрыве по полям смещений, заданным на земной поверхности, является некорректно поставленной и требует применения регуляризации. В данной работе решение искалось под условием, что направление смещений на эле-

ментах поверхности разрыва близко к углу подвижки, определяемому выбранной нодальной плоскостью (NP1 из решения USGS). Это обеспечивалось добавлением в функционал (2) дополнительных условий со своими весами β и γ :

$$\beta \left\{ \sum_{j=1}^K [u_j^S \sin(rake) - u_j^D \cos(rake)] \right\}^2 + \gamma \left\{ \left(\sum_{j=1}^K [u_j^S - \hat{u}^S] \right)^2 + \left(\sum_{j=1}^K [u_j^D - \hat{u}^D] \right)^2 \right\}, \quad (3)$$

где первый член задает близость направления подвижки на каждом элементе к заданной величине, а второй исключает неоднозначность такого условия, т.к. ему удовлетворяют два вектора с азимутами α и $\alpha + 180^\circ$ [Михайлов и др., 2020]. Средние значения смещений по простиранию и падению по всей плоскости обозначены $\hat{u}^S$ и $\hat{u}^D$.

Путем решения обратной задачи была построена модель поверхности разрыва (рис. 4) со следующими параметрами: угол падения 14° , угол простирания 243° , размер по падению 126 км, по простиранию 225 км. Глубина нижней кромки 40.5 км, верхней — 10 км. Простирание, угол падения и угол подвижки также близки к параметрам одной из нодальных плоскостей GCMT-решения.

Максимальные смещения на поверхности разрыва в модели достигают 5.7 м при среднем смещении по всей плоскости 2.2 м. Сейсмический момент, рассчитанный при значении модуля сдвига 32 ГПа по полученным параметрам площадки и смещениям на ней, составил 1.95×10^{21} Н м, что соответствует значению $M_w = 8.13$, близкому к оценкам USGS и GCMT, полученным по сейсмологическим данным. В модели, опубликованной на сайте USGS, максимальное смещение составляет 5.55 м, а сейсмический момент равен 2.36×10^{21} Н м.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Полученная модель поверхности разрыва аляскинского землетрясения “Чигник” не противоречит имеющимся данным геодинимики, сейсмологии и геодезии. Невязки в пунктах GPS не превосходят 8% в области основных смещений, а смещения в направлении на спутник практически идентичны в пределах точности входных данных — различия составляют первые сантиметры (рис. 5). Здесь уместно заметить, что точность подбора модели можно повысить до долей мм, путем увеличения числа элементов разбиения поверхности разрыва. Но хотя модель сферически расслоенной Земли точнее описывает реальное строение, чем модель однородного упругого полупространства, она не учитывает горизонтальные неоднородности. Поэтому нет оснований для

³ <https://www.unavco.org/>

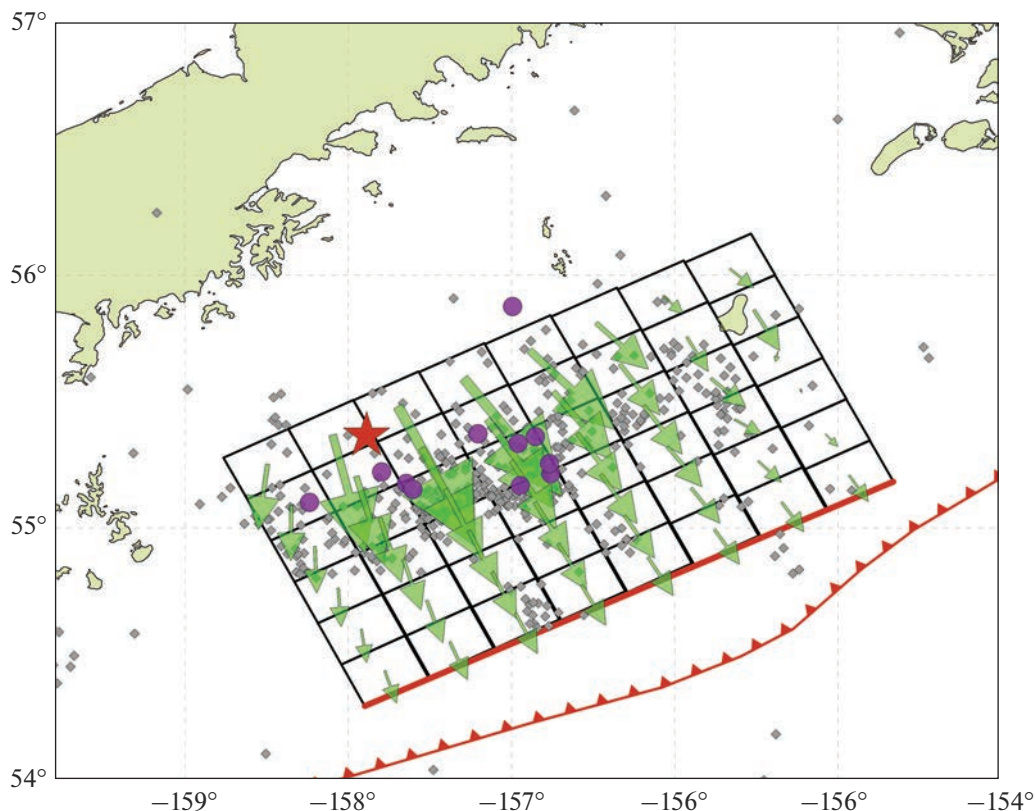


Рис. 4. Элементы модели поверхности сейсмического разрыва для землетрясения “Чигник”, Аляска, 29.07.2021, построенной по всему комплексу данных и содержащей 48 элементов. Зеленые стрелки — смещения на поверхности разрыва, максимум которых равен 5.73 м, серые точки — афтершоки с магнитудой от 2.5 до 5, пурпурные круги — афтершоки с магнитудой более 5 по данным USGS. Красная звезда — эпицентр землетрясения. Красная линия с зубцами — положение оси океанического желоба. Верхняя грань поверхности модели показана красной линией. Верхние кромки каждого ряда элементов находятся на глубине 10.0, 15.1, 20.2, 25.3, 30.3, 35.4 км соответственно.

дальнейшего повышения детальности, которая не будет обеспечена ни точностью геодинамической модели, ни точностью исходных данных.

Преобладающий угол подвижки составил примерно 90° (надвиг) с небольшими отклонениями по краям плоскости, аппроксимирующей поверхность разрыва. Основные смещения произошли на глубинах 25–40 км, что хорошо согласуется с распределением афтершоков (см. рис. 4). Максимальные смещения в 5.7 м получены в ячейке с координатами центра 55.481° с.ш. 157.695° з.д.

На рис. 5а показано качество подбора данных GPS. Красные и черные стрелки, показывающие измеренные и расчетные смещения, почти полностью перекрываются. На рис. 5б и 5в сопоставлены смещения в направлении на спутник с восходящей и нисходящей орбит соответственно. Изолинии смещений, построенные по модели, с хорошей точностью соответствуют цветовой карте, построенной по данным интерферометрии.

Из рис. 5б и 5в следует, что очаговая область землетрясения “Чигник” почти полностью пере-

крывается с очаговой областью землетрясения 1938 г. с магнитудой 8.2. Наличие пробела между очаговыми областями этих землетрясений и областью Великого Аляскинского землетрясения 1964 г. на востоке вероятнее всего связано с невысокой точностью определения очага события 1964 г., которое произошло до появления детальных сейсмологических и геодезических сетей и спутниковых технологий.

В целом, модель поверхности разрыва, хоть и отличается в деталях от ранее представленных в литературе моделей, но совпадает с ними по основным параметрам. Все вышеупомянутые модели дают похожие пространственные распределения смещений на плоскости разрыва, но в моделях [Liu et al., 2022; Ye et al., 2022] максимальные смещения значительно больше (8.6 и 12.9 м соответственно). Хотя сами авторы работы [Ye et al., 2022] пишут, что пиковое значение смещений не является стабильной характеристикой модели, так как оно сильно зависит от её параметризации и сглаживания. Кроме того, при сопоставлении моделей поверхности разрыва землетрясений

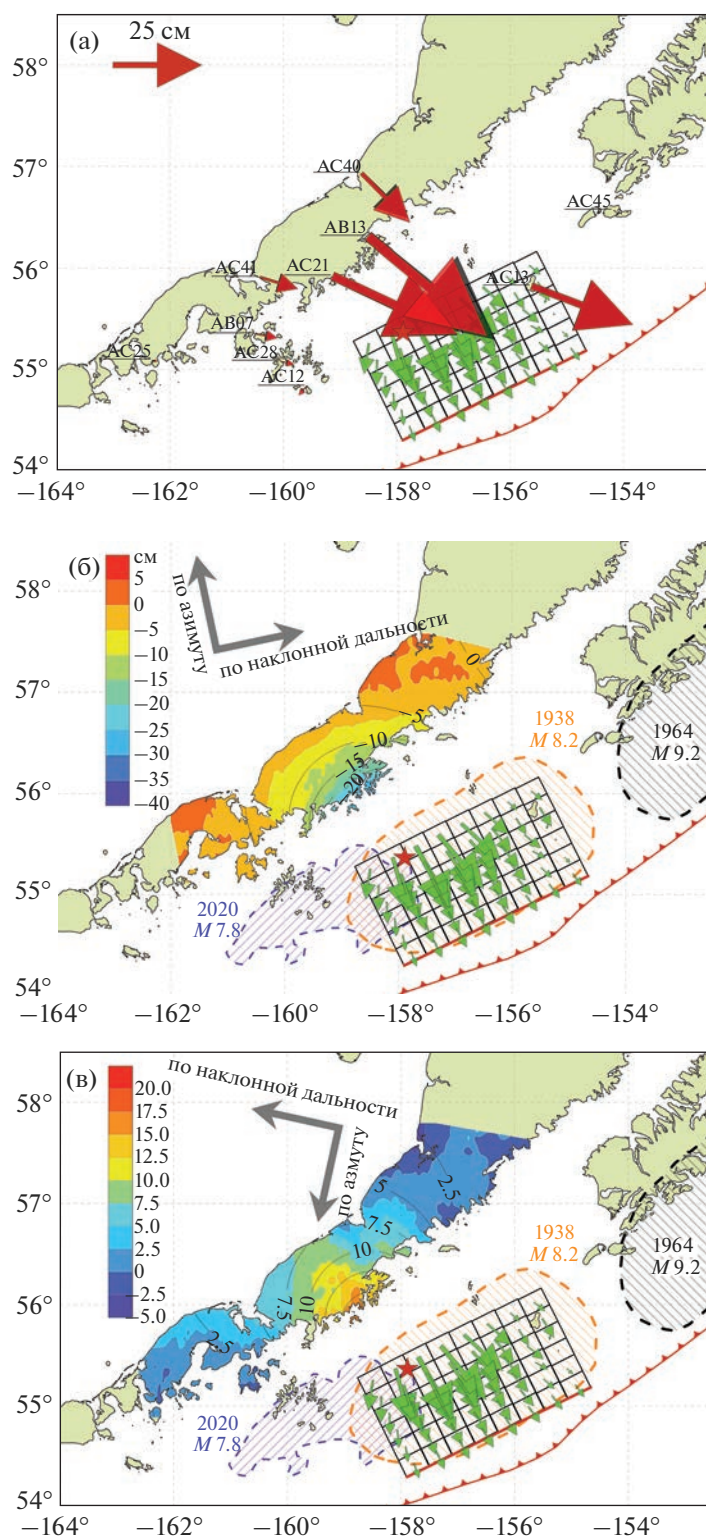


Рис. 5. Модель поверхности разрыва землетрясения “Чиглик”, Аляска, 29.07.2021.

а – сравнение горизонтальных смещений на пунктах GPS (черные стрелки – измеренные смещения, красные – рассчитанные по модели). Максимальное смещение равно 46.13 см; б, в – сравнение смещений поверхности Земли в направлении на спутник для восходящей (б) и нисходящей (в) орбит. Цветом показаны смещения по радарным снимкам спутников Sentinel, изолиниями – рассчитанные по модели. Красная линия с зубцами – положение оси океанического желоба.

важно иметь в виду различия временных интервалов процессов, происходящих в очаге землетрясения. Сейсмологические построения выполняются на основе инверсии волновых форм и отражают только короткопериодный процесс вспарывания (десятки секунд). В то время как движения в очаговой зоне, моделируемые по данным РСА-интерферометрии, включают как косейсмические смещения в очаге, так и часть постсейсмических смещений, которые могут быть связаны с афтершоками и криповыми процессами [Михайлов и др., 2022].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Как уже неоднократно было продемонстрировано, например, в работах [Михайлов и др., 2018, 2020, 2022], совместная интерпретация данных GPS и спутниковой радарной интерферометрии позволяет получить детальную информацию о геометрии поверхности сейсмического разрыва и о поле смещений на ней. В данной работе приведена модель поверхности разрыва для землетрясения “Чигник” (Аляска, США) 29.07.2021. При решении обратной задачи использовался метод регуляризации, впервые предложенный в работе [Михайлов и др., 2018]. Это исследование является еще одним подтверждением корректности такого метода.

К сожалению, для исследуемого землетрясения не представлялось возможным в полной мере раскрыть основное преимущество РСА-интерферометрии, а именно получение полей смещений земной поверхности непосредственно в эпицентральной области, так как гипоцентр землетрясения находился под континентальным шельфом. Тем не менее, полученная модель хорошо согласуется со всем комплексом имеющихся данных. Кроме того, использованное в работе решение для расслоенной сферической планеты позволяет более точно моделировать поля смещений, по сравнению с работами других авторов. Также следует принять во внимание различие в применяемых методах регуляризации. Условие близости угла подвижки к решению механизма очага основано на реальных данных, в отличие от формального условия гладкости поля смещений, применяемого в большинстве работ.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят Европейское космическое агентство за предоставленные радарные снимки спутников Sentinel-1A и 1B. Мы благодарим Консорциум Unavco за предоставление доступа к записям станций GPS и Ф. Поллитца (USGS), который разработал программный код Static1D и сделал его доступным для научного сообщества.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-17-00064, <https://rscf.ru/project/23-17-00064/>.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Михайлов В.О., Киселева Е.А., Тимошкина Е.П., Смирнов В.Б., Пономарев А.В., Дмитриев П.Н., Карташов И.М., Хайретдинов С.А., Арора К., Чадда Р., Шринагеш Д. Совместная интерпретация наземных и спутниковых данных для землетрясения Горха, Непал, 25.04.2015 // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2018. Т. 15. № 4. С. 119–127. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2018-15-4-119-127>
- Михайлов В.О., Тимошкина Е.П., Смирнов В.Б., Хайретдинов С.А., Дмитриев П.Н. К вопросу о природе постсейсмических деформационных процессов в районе землетрясения Мауле, Чили, 27.02.2010 г. // Физика Земли. 2020. № 6. С. 38–47. <https://doi.org/10.31857/S0002333720060046>
- Михайлов В.О., Тимофеева В.А., Смирнов В.Б., Тимошкина Е.П., Шапиро Н.М. Новая модель поверхности разрыва Ближне-Алеутского землетрясения 17.07.2017 г. $M_w = 7.8$ на основе данных спутниковой радарной интерферометрии // Физика Земли. 2022. № 2. С. 88–101. <https://doi.org/10.31857/S0002333720200089>
- Ali S.T., Freed A.M. Contemporary deformation and stressing rates in Southern Alaska // Geophys. J. Int. 2010. V. 183. P. 557–571. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04784.x>
- Argus D.F., Gordon R.G., DeMets C. Geologically current motion of 56 plates relative to the no-net-rotation reference frame // Geochem. Geophys. Geosyst. 2011. V. 12. № 11. P. 1–13. <https://doi.org/10.1029/2011GC003751>
- Bürgmann R., Rosen P.A., Fielding E.J. Synthetic aperture radar interferometry to measure Earth's surface topography and its deformation // Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 2000. V. 28. P. 169–209. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.28.1.169>
- Costantini M., Rosen P.A. A generalized phase unwrapping approach for sparse data (IEEE 1999 International Geoscience and Remote Sensing Symposium. IGARSS'99 (Cat. No. 99CH36293)). Hamburg, Germany: IEEE, 1999. P. 267–269. <https://doi.org/10.1109/IGARSS.1999.773467>
- Cross R.S., Freymueller J.T. Evidence for and implications of a Bering plate based on geodetic measurements from the Aleutians and western Alaska // J. Geophys. Res. 2008. V. 113. № B7. P. 1–19. <https://doi.org/10.1029/2007JB005136>
- Davies J., Sykes L., House L., Jacob K. Shumagin seismic gap, Alaska Peninsula: History of great earthquakes, tectonic setting, and evidence for high seismic potential // J. Geophys. Res. 1981. V. 86. P. 3821–3855. <https://doi.org/10.1029/JB086iB05p03821>
- Drooff C., Freymueller J.T. New constraints on slip deficit on the Aleutian megathrust and Inflation at Mt. Veniaminof, Alaska from repeat GPS measurements // Geophys.

- Res. Lett. 2021. V. 48. № 4. P. 1–12.
<https://doi.org/10.1029/2020GL091787>
- Elliott J.L., Grapenthin R., Parameswaran R. M., Xiao Z., Freymueller J. T., Fusso L.* Cascading rupture of a megathrust // *Sci. Adv.* 2022. V. 8. № 18. P. 1–10.
<https://doi.org/10.1126/sciadv.abm4131>
- Ferretti A.* Satellite InSAR Data: Reservoir Monitoring from Space. Bunnik, Netherlands: EAGE Publications, 2014. 159 p.
<https://doi.org/10.3997/9789073834712>
- Freymueller J.T., Woodard H., Cohen S.C., Cross R., Elliott J., Larsen C.F., Hreinsdóttir S., Zweck C.* Active deformation processes in Alaska, based on 15 years of GPS measurements (Active Tectonics and Seismic Potential of Alaska. Geophys. Monogr. Ser., V. 179.). Washington, D. C., USA: AGU, 2008. 42 p.
<https://doi.org/10.1029/179GM02>
- Goldstein R.M., Werner C.L.* Radar interferogram filtering for geophysical applications // *Geophys. Res. Lett.* 1998. V. 25. P. 4035–4038.
<https://doi.org/10.1029/1998GL900033>
- Goldstein R.M., Zebker H.A., Werner C.L.* Satellite radar interferometry: Two dimensional phase unwrapping // *Radio Sci.* 1988. V. 23. P. 713–720.
<https://doi.org/10.1029/RS023I004P00713>
- Hanssen R.F.* Radar Interferometry: Data Interpretation and Error Analysis. Dordrecht, Netherlands: Kluwer Academic Publishers, 2001. 308 p.
<https://doi.org/10.1007/0-306-47633-9>
- Hooper A., Segall P., Zebker H.* Persistent Scatterer InSAR for Crustal Deformation Analysis, with Application to Volcán Alcedo, Galápagos // *J. Geophys. Res.* 2007. V. 112. № B7. P. 1–21.
<https://doi.org/10.1029/2006JB004763>
- Liu C., Lay T., Xiong X.* The 29 July 2021 M_w 8.2 Chignik, Alaska Peninsula earthquake rupture inferred from seismic and geodetic observations: Re-rupture of the western 2/3 of the 1938 rupture zone // *Geophys. Res. Lett.* 2022. V. 49. № 4. P. 1–9.
<https://doi.org/10.1029/2021JB023676>
- Okada Y.* Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space // *Bull. Seismol. Soc. Am.* 1992. V. 82. P. 1018–1040.
<https://doi.org/10.1785/BSSA0820021018>
- Okada Y.* Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space // *Bull. Seismol. Soc. Am.* 1985. V. 75. P. 1135–1154.
<https://doi.org/10.1785/BSSA0750041135>
- Pollitz F.F.* Coseismic deformation from earthquake faulting on a layered spherical Earth // *Geophys. J. Int.* 1996. V. 125. № 1. P. 1–14.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1996.tb06530.x>
- Suito H., Freymueller J.T.* A viscoelastic and afterslip post-seismic deformation model for the 1964 Alaska earthquake // *J. Geophys. Res.* 2009. V. 114. № B11. P. 1–23.
<https://doi.org/10.1029/2008JB005954>
- Ye L., Bai Y., Si D., Lay T., Cheung K.F., Kanamori H.* Rupture model for the 29 July 2021 M_w 8.2 Chignik, Alaska earthquake constrained by seismic, geodetic, and tsunami observations // *J. Geophys. Res.* 2022. V. 127. № 7. P. 1–42.
<https://doi.org/10.1029/2021JB023676>
- Ye L., Lay T., Kanamori H., Yamazaki Y., Cheung K.F.* The 22 July 2020 M_w 7.8 Shumagin seismic gap earthquake: partial rupture of a weakly coupled megathrust // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2021. V. 562. № 6A. P. 1–12.
<https://doi.org/10.1016/J.EPSL.2021.116879>

Model of the Seismic Rupture Surface of the Chignik Earthquake (Alaska, USA) 07.29.2021 Based on SAR Interferometry and GNSS Data

A. M. Konvisar^{1, 2, *}, V. O. Mikhailov¹, M. S. Volkova¹, and V. B. Smirnov^{1, 2}

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

²*Faculty of Physics, Lomonosov Moscow State University, Leninskie Gory, 1, bld. 2, Moscow, 119991 Russia*

*e-mail: alexkonvisar@gmail.com

The paper presents a new rupture model for the $M_w = 8.2$ “Chignik” earthquake, which occurred off the coast of the Alaska Peninsula on 29.07.2021. The model is based on the Earth’s surface displacement fields obtained by InSAR (Interferometric synthetic aperture radar) method using images of the ESA Sentinel-1 satellites from 17.07 to 10.08.2021 and data on horizontal displacements at nearest permanent GPS sites from 18.07 to 08.08.2021. Obtained displacement fields include both coseismic and part of postseismic displacements. When constructing a model of the seismic rupture surface, we used F. Pollitz’s solution of the problem of the displacement fields at the surface of a spherical radially stratified planet caused by displacements on a rectangular discontinuity located inside it. For the regularization of the inverse problem, we added the condition that the direction of slip on each element of the fault plane is close to the rake angle, determined from seismological data. In the constructed model, the seismic rupture area was approximated by a single plane with a length of 225 km along the strike, 126 km along the dip, divided into 48 identical rectangles. According to the constructed model, the type of displacements is almost pure thrust, and displacements, in general, occurred throughout all the source area. The maximum displacement was 5.7 m, with an average displacement over the entire plane of 2.2 m, which is close to the USGS and GCMT estimates derived from seismological data.

Keywords: earthquake, Alaska, USA, “Chignik”, July 27, 2021, SAR interferometry, displacement fields, GPS, inverse problem, seismic rupture model

УДК 550.34.01

ОСНОВЫ ФЕНОМЕНОЛОГИЧЕСКОЙ ТЕОРИИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

© 2023 г. А. В. Гульельми^{a, *}, Б. И. Клайн^{b, **}, А. Д. Завьялов^{a, ***}, О. Д. Зотов^{a, b, ****}

^aИнститут физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, ул. Большая Грузинская, 10, стр. 1, Москва, 123242 Россия

^bГеофизическая обсерватория “Борок” ИФЗ РАН, пос. Борок, Некоузский район, Ярославская обл., 152742 Россия

*e-mail: guglielmi@mail.ru

**e-mail: klb314@mail.ru

***e-mail: zavyalov@ifz.ru

****e-mail: ozotov@inbox.ru

Поступила в редакцию 13.02.2023 г.

После доработки 14.03.2023 г.

Принята к публикации 10.04.2023 г.

Феноменология представляет собой единство принципов и методов исследования сущности явлений. Данная статья является конспективным обзором цикла работ, выполненных авторами за прошедшие десять лет. Общая направленность работ состоит в том, что феноменологические идеи физики используются для анализа землетрясений. Образцом феноменологической теории является термодинамика. Электродинамика Максвелла также является совершенным образцом феноменологической теории. Феноменология землетрясений еще далеко не достигла такого уровня. В системе рационального знания о геодинамике мы пока что достигли статуса предварительного представления о предмете, методах и задачах будущей феноменологической теории землетрясений. Тем не менее, уже на данном этапе отчетливо видна перспективность предлагаемого подхода к построению теории. В статье на конкретных примерах показано, что при поиске основ теории, при обработке и анализе конкретных проявлений сейсмичности полезно использовать феноменологические представления общей физики.

Ключевые слова: закон Омори, закон Бата, уравнение эволюции, коэффициент деактивации, обратная задача, собственное время, время ожидания, триггеры, триады, миграция эпицентров, собственные колебания Земли

DOI: 10.31857/S0203030623700219, **EDN:** WQRICG

ВВЕДЕНИЕ

Данная статья представляет собой конспективный обзор цикла работ, выполненных авторами за прошедшие десять лет. Цикл работ объединен общей идеей, сущность которой состоит в том, что для целенаправленной обработки и анализа землетрясений используются феноменологические концепции физики. Типичная задача феноменологии землетрясений состоит в поиске математической формулировки гиперболического закона эволюции афтершоков, который был открыт Ф. Омори в 1894 г. [Omori, 1894]. Мы обратили внимание на то, что гипербола Омори является резольвентой простого дифференциального уравнения, содержащего квадратичную нелинейность [Гульельми, 2016; Гульельми, Завьялов, 2018; Zavyalov et al., 2022]. Уравнение допускает интересные обобщения, позволяющие единообразно осмыслить довольно широкий круг сейсмических явлений. Цикл работ, упомянутый выше, выполнен нами в последние годы и частично он представлен в обзорах [Гульельми, 2017; Гульель-

ми и др., 2021; Завьялов и др., 2020; Zavyalov et al., 2022].

Есть мнение о том, что всякая физическая теория не более чем феноменология, поскольку известные нам законы природы содержат более или менее произвольные феноменологические параметры, которые необходимо или измерить экспериментально, или вычислить на базе более общей феноменологической теории. В этом смысле феноменология землетрясений тождественна физике землетрясений. При этом все же полезно принимать в расчет фундаментальные идеи трансцендентальной феноменологии Э. Гуссерля [Phenomenology, 1971], и в особенности идею феноменологической редукции при поиске феноменологической теории землетрясений.

В системе рационального знания о геодинамике мы пока что достигли статуса предварительного представления о предмете, методах и задачах будущей феноменологической теории землетрясений. Тем не менее, уже на данном этапе полезно при исследовании землетрясений использо-

вать богатый инструментарий, известный нам из феноменологических исследований в физике.

УРАВНЕНИЕ ЭВОЛЮЦИИ АФТЕРШОКОВ

В основу феноменологической теории афтершоков положим уравнение

$$\frac{dn}{dt} + \sigma n^2 = 0. \quad (1)$$

Здесь $n(t)$ — частота афтершоков, усредненная по физически бесконечно малым интервалам времени, σ — коэффициент деактивации очага землетрясения, “остывающего” после главного удара. Основанием для нашего выбора уравнения эволюции служит то обстоятельство, что при $\sigma = \text{const}$ общее решение уравнения (1) совпадает с алгебраической формой $n = k/(c + t)$ классического закона Омори [Omori, 1894], если положить $c = \tau_0/\sigma$, $k = 1/\sigma$, $\tau_0 = 1/n(0)$ [Гульельми, 2016].

По ряду причин дифференциальная форма (1) лучше, чем алгебраическая форма закона, предложенная Ф. Омори. Во-первых, снимается жесткое ограничение $\sigma = \text{const}$ и решение уравнения эволюции принимает следующий более общий вид:

$$n = 1/(\tau_0 + \tau). \quad (2)$$

Здесь

$$\tau = \int_0^t \sigma(t') dt'. \quad (3)$$

Формула (2), как и классическая формула Омори, выражает гиперболическую зависимость частоты афтершоков от времени, и в то же время она учитывает, что после возникновения магистрального разрыва время в очаге, образно говоря, течет неравномерно. Неравномерность течения времени связана с нестационарностью параметров геологической среды в очаге, а нестационарность можно объяснить сложными процессами релаксации горных пород к новому состоянию равновесия после того, как прежнее состояние было резко нарушено главным ударом землетрясения.

Во-вторых, уравнение (1) дает нам возможность поставить и решить обратную задачу очага землетрясения. Этот аспект мы рассмотрим в следующем разделе статьи. Наконец, уравнение (1) подсказывает нам возможные пути обобщения закона эволюции афтершоков. Укажем здесь на две такие возможности.

Валерио Фараони [Faraoni, 2020] обратил внимание на то, что уравнение (1) можно представить как уравнение Лагранжа и предложил смелую экстраполяцию феноменологической теории землетрясений. В работе [Guglielmi, Klain, 2020]

модифицирован Лагранжиан Фараони и выведено логистическое уравнение

$$\frac{dn}{dt} = n(\gamma - \sigma n) \quad (4)$$

для описания эволюции афтершоков. Здесь γ — второй феноменологический параметр нашей теории. Его ориентировочную оценку можно сделать по формуле $\gamma \sim \sigma n_\infty$, где n_∞ — частота подземных толчков в фоновом режиме, в который переходит поток афтершоков, $n_\infty \ll n_0$. С помощью логистического уравнения был построен фазовый портрет динамической системы, имитирующей эволюцию афтершоков, и сделана попытка осмыслить происхождение роев землетрясений и главных ударов.

Следующее обобщение подсказано неожиданным результатом экспериментального исследования пространственно-временной эволюции афтершоков [Zotov et al., 2020]. Было обнаружено, что эпицентры афтершоков распространяются от эпицентра главного удара со скоростью в несколько километров в час. Для интерпретации эффекта распространения было предложено уравнение нелинейной диффузии

$$\frac{\partial n}{\partial t} = n(\gamma - \sigma n) + D \frac{\partial^2 n}{\partial x^2}, \quad (5)$$

где D — третий феноменологический параметр. Ось x направлена вдоль земной поверхности. В свое время уравнение (5) было исследовано А.Н. Колмогоровым, И.Г. Петровским и Н.С. Пискуновым [Колмогоров и др., 1937]. Они показали, что уравнение имеет решения в виде медленных бегущих волн (см. например, [Polyanin, Zaitsev, 2012]).

Очевидное обобщение уравнения (5) состоит в заменах $n(x, t) \rightarrow n(x, y, t)$, $\partial^2/\partial x^2 \rightarrow \nabla^2 = \partial^2/\partial x^2 + \partial^2/\partial y^2$. Мы получим весьма сложное нелинейное дифференциальное уравнение в частных производных, предположительно описывающее двумерную эволюцию эпицентров. Введем обозначение для поверхностной плотности полного числа афтершоков:

$$N(x, y) = \int_0^\infty n(x, y, t) dt \quad (6)$$

и произведем радикальное упрощение, проинтегрировав полученное уравнение эволюции по времени:

$$D \nabla^2 N + \gamma N - \sigma' N^2 + n_0 - n_\infty = 0. \quad (7)$$

Здесь мы для простоты предположили, что $n(x, y, t) = a(x, y)b(t)$ и ввели обозначение $\sigma' = \sigma\theta$, где

$$\theta = \left(\int_0^{\infty} b^2(t) dt \right) \times \left[\int_0^{\infty} b(t) dt \right]^{-2}. \quad (8)$$

Уравнение (7) может оказаться полезным при моделировании пространственного распределения афтершоков, экспериментально исследованного в работах [Завьялов и др., 2020; Завьялов, Зотов, 2021]. Вид уравнения (7) подсказывает, что разность между конечной эффективной площадью афтершоков и начальной площадью содержит информацию о коэффициенте диффузии D .

ОБРАТНАЯ ЗАДАЧА

Дифференциальная форма закона Омори (1) дает нам возможность поставить и решить обратную задачу физики афтершоков. Обратная задача состоит в том, чтобы вычислить коэффициент деактивации очага по данным наблюдения частоты афтершоков [Гульельми и др., 2019; Завьялов и др., 2020].

Сделаем замену переменной $n \rightarrow g = 1/n$ и перепишем (1) в виде $dg/dt = \sigma$. Формально мы решили обратную задачу, но на практике решение оказывается неустойчивым из-за сильной флуктуации исходной функции $n(t)$. Регуляризация в данном случае состоит в замене $g \rightarrow \langle g \rangle$, где угловые скобки означают операцию сглаживания вспомогательной функции. В результате решение приобретает вид:

$$\sigma = \frac{d}{dt} \langle g \rangle. \quad (9)$$

Опыт свидетельствует о том, что коэффициент деактивации $\sigma(t)$ испытывает сложные вариации, но на первом этапе эволюции $\sigma = \text{const}$. Соответствующий интервал времени был назван нами *эпохой Омори*. В эпоху Омори выполняется классический закон Омори, согласно которому частота афтершоков $n(t)$ гиперболически уменьшается с течением времени t . Продолжительность эпохи Омори изменяется от случая к случаю от нескольких дней до двух–трех месяцев. Было предсказано теоретически и затем обнаружено на опыте, что коэффициент деактивации в эпоху Омори тем меньше, чем больше магниту́да главного удара (рис. 1) [Guglielmi, Zotov, 2021; Zavyalov et al., 2022].

СОБСТВЕННОЕ ВРЕМЯ

Вернемся к формулам (2), (3). Назовем величину τ *собственным временем* очага землетрясения. Специфическая зависимость τ от мирового времени t отражает нестационарность геологической среды в очаге. Нестационарность связана со сложным и трудно контролируемым процессом

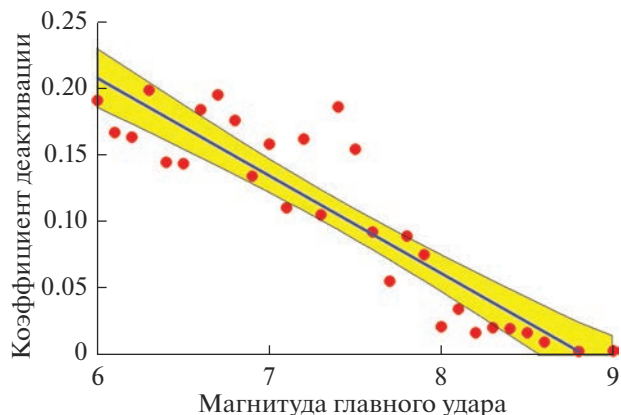


Рис. 1. Зависимость коэффициента деактивации очага в эпоху Омори от магнитуды главного удара. Желтый коридор — 95% доверительный интервал.

релаксации горных пород в очаге после образования магистрального разрыва. В реальности $n(t)$ может заметно отклоняться от классической формулы $n = k/(c + t)$, в то время как формула (2) для $n(t)$, с одной стороны, сохраняет гиперболическую структуру закона Омори, а с другой — вполне удовлетворительно аппроксимирует данные наблюдений.

Итак, в случае афтершоков мы имеем динамическую систему (1). Феноменологический параметр $\sigma(t)$ обобщенно характеризует очаг и внешние поля, в которых он находится. Закон Омори в форме дифференциального уравнения (1) подсказал нам, как учесть латентную нестационарность динамической системы и внешних полей с помощью представления о собственном времени (3).

Покажем, что представление о собственном времени может оказаться полезным не только при моделировании потока афтершоков, но и при изучении глобальной сейсмичности [Guglielmi, Zotov, 2022b, 2022c]. В качестве объекта исследования выберем глобальную активность сильных землетрясений ($M \geq 7$). Последовательность сильных землетрясений мы представим как Пуассоновский процесс, т.е. как цепочку мгновенных событий, разделенных случайными промежутками времени. В качестве “подземных часов”, тиканье которых отмечает ход собственного времени, используем сравнительно слабые землетрясения. Для этого выберем землетрясения с магнитудами $6 \leq M < 7$ в качестве пробной прогонки.

Распределение Пуассона имеет вид:

$$p_k(\lambda) = \frac{\lambda^k}{k!} \exp(-\lambda). \quad (10)$$

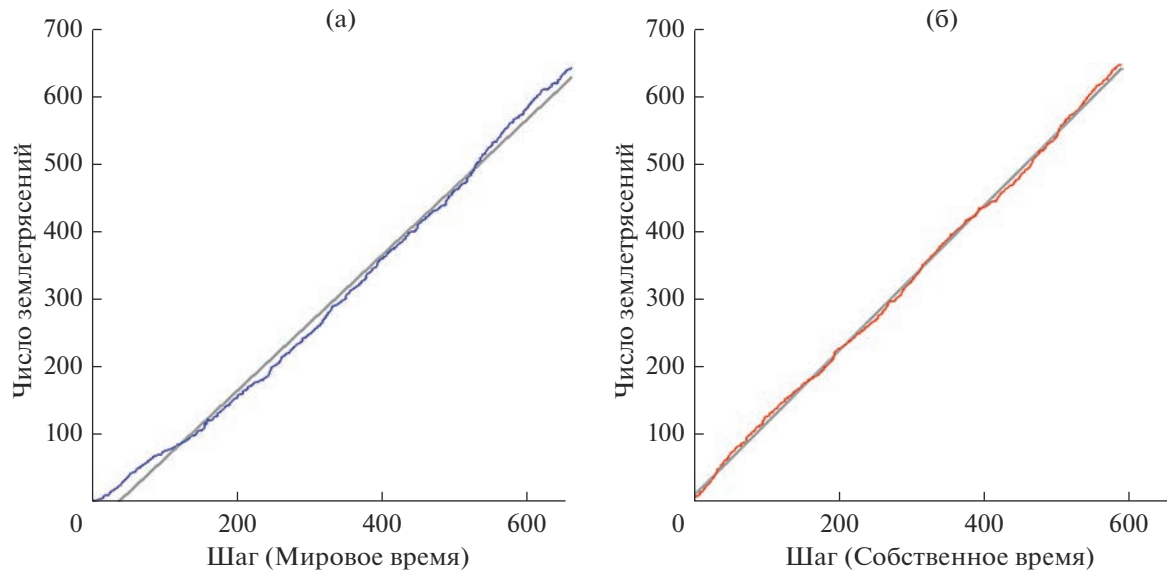


Рис. 2. Зависимость накопленного числа землетрясений с $M \geq 7$ от мирового времени (слева) и от собственного времени (справа).

При $\lambda = at$ величина $p_k(t)$ есть вероятность того, что за время t происходит k событий, $k = 0, 1, 2, 3, \dots$. Среднее число событий равно:

$$\langle k \rangle = \sum_{k=0}^{\infty} k p_k(t) = at. \quad (11)$$

Если же мы положим $\lambda = b\tau$, то вполне аналогичным образом получим $\langle k \rangle = b\tau$. Другими словами, пуассоновский процесс ведет к линейному росту накопленного числа событий с течением мирового и/или собственного времени.

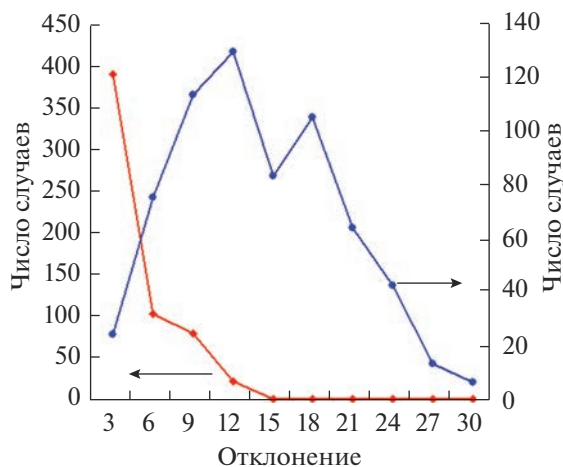


Рис. 3. Распределения абсолютных значений отклонения кривых, показанных на рис. 2 справа (синий цвет) и слева (красный цвет), от прямых линий.

Рассмотрим рис. 2. На нем слева показана динамика накопления событий с ростом мирового времени, а справа с ростом собственного времени. Шаги по времени выбраны таким образом, чтобы число точек на рисунке слева примерно совпадало с числом точек на рисунке справа. Слева шаг равен 26 дням, а справа 10 ударам “подземных часов” (другие подробности построения рис. 2 см. в работе [Guglielmi, Zotov, 2022b]).

Мы видим, что в среднем количество накопленных событий линейно увеличивается с течением, как мирового, так и собственного времени. Обратим, однако, внимание на то обстоятельство, что при упорядочивании событий по собственному времени экспериментальная кривая меньше уклоняется от прямой линии, чем при упорядочивании по мировому времени.

Для того, чтобы сделать указанное различие более убедительным, на рис. 3 показаны распределения модулей отклонения реальных кривых от прямой линии. Очевидно, что использование собственного времени лучше соответствует теории пуассоновского процесса, чем использование мирового времени.

Вернемся к формуле (10), положим $\lambda = at$, $k = 0$. Тогда:

$$p_0(t) = \exp(-at). \quad (12)$$

Мы получили экспоненциальное распределение времени ожидания между двумя сильными землетрясениями при хронологизации событий по мировому времени. Вполне аналогичная формула получится при хронологизации по собственному времени. Средние времена ожидания в обо-

их случаях равны $\langle t \rangle = 1/a$ и $\langle \tau \rangle = 1/b$ соответственно.

На рис. 4 по вертикальной оси отложено число интервалов между землетрясениями (главными ударами с $M \geq 7$), а по горизонтальной оси время ожидания очередного землетрясения при хронологизации событий по мировому времени. Рисунок построен по данным мирового каталога землетрясений USGS/NEIC (<https://earthquake.usgs.gov>) с 1973 по 2019 годы. Среднее время ожидания сильного землетрясения равно $t = 25$ дней. Коэффициент детерминации $R^2 = 0.94$ весьма велик. Совершенно аналогичный график получается при хронологизации событий по собственному времени, причем коэффициент детерминации $R^2 = 0.98$ даже выше, чем при хронологизации сильных землетрясений по часам мирового времени. Это тем более удивительно, что наши подземные часы представляют собой довольно грубый измерительный инструмент.

Мы не знаем достаточно полно механику землетрясений, и от нас, в общем, скрыта нестационарность геологической среды, влияющая на хронологическую последовательность главных ударов и их последствий — афтершоков. В этих условиях может оказаться, что упорядочивание событий по собственному времени будет в ряде случаев в определенном смысле предпочтительнее, чем упорядочивание по часам мирового времени. Вполне понятно, что только наблюдения могут дать ответ на вопрос, насколько полезной окажется такая возможность практически.

ТРИГГЕРЫ

Сделаем набросок дихотомической классификации триггеров землетрясений. Удобно различать триггеры эндогенные и экзогенные, аддитивные и мультипликативные, естественные и антропогенные. Каждый из указанных видов содержит разновидности, отличающиеся друг от друга механизмом воздействия триггера на литосферу (механическое, электромагнитное, гравитационное, химическое воздействия). Известна обширная литература по исследованию многочисленных разновидностей триггеров. Мы ограничимся лаконичным описанием нескольких триггеров, обнаруженных сравнительно недавно [Зотов и др., 2018; Guglielmi, Zotov, 2012; Гульельми и др., 2014; Zavyalov et al., 2019].

Логично добавить функцию $f(t)$ в правую часть уравнения эволюции афтершоков (1):

$$\frac{dn}{dt} + \sigma n^2 = f(t). \quad (13)$$

Неоднородное дифференциальное уравнение (13) можно использовать для моделирования ад-

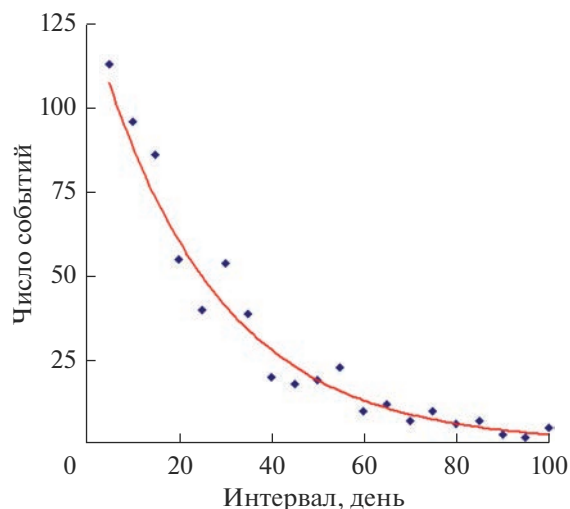


Рис. 4. Зависимость числа событий от интервала между ними (черные точки), и экспоненциальная функция, наилучшим образом аппроксимирующая экспериментальные точки (красная линия).

дитивных механических триггеров, индуцирующих афтершоки. Здесь мы рассмотрим вначале два эндогенных триггера, один из которых является импульсным ($f \propto \delta(t)$), а второй синусоидальным ($f \propto \sin(\omega t)$) [Guglielmi, Zotov, 2012; Гульельми и др., 2014; Зотов и др., 2018; Zavyalov et al., 2019].

Идея состоит в том, что главный удар землетрясения возбуждает два нетривиальных триггера, а именно, кругосветное сейсмическое эхо и свободные колебания Земли, которые могут воздействовать на динамику “остывающего” очага землетрясения. Рис. 5 иллюстрирует схематически кругосветное эхо (см. рис. 5а, левая панель) и свободные сфероидальные колебания Земли (см. рис. 5б, правая панель). Время задержки эха, сформированного поверхностными волнами Рэлея, примерно равно 3 ч. Частота сфероидальных колебаний ${}_0S_2$ равна 0.309 мГц. Следует иметь в виду, что резонансные лучи кругосветного эха формируются как поверхностными, так и объемными упругими волнами. Им соответствуют гладкая и ломаная линии на рис. 5а. В центре на том же рисунке указана угловая зависимость коротковолновой асимптотики присоединенных полиномов Лежандра, что дает представление о фокусировке волнового поля в эпицентре главного удара.

На рис. 6 показаны главный удар и афтершоки катастрофического Суматра-Андаманского землетрясения [Гульельми и др., 2014]. 70 афтершоков было зарегистрировано в 5-часовом интервале. Сильнейший афтершок ($M = 7.2$) произошел через 3 ч 20 мин после главного удара. Весьма вероятно, что этот афтершок был индуцирован кру-

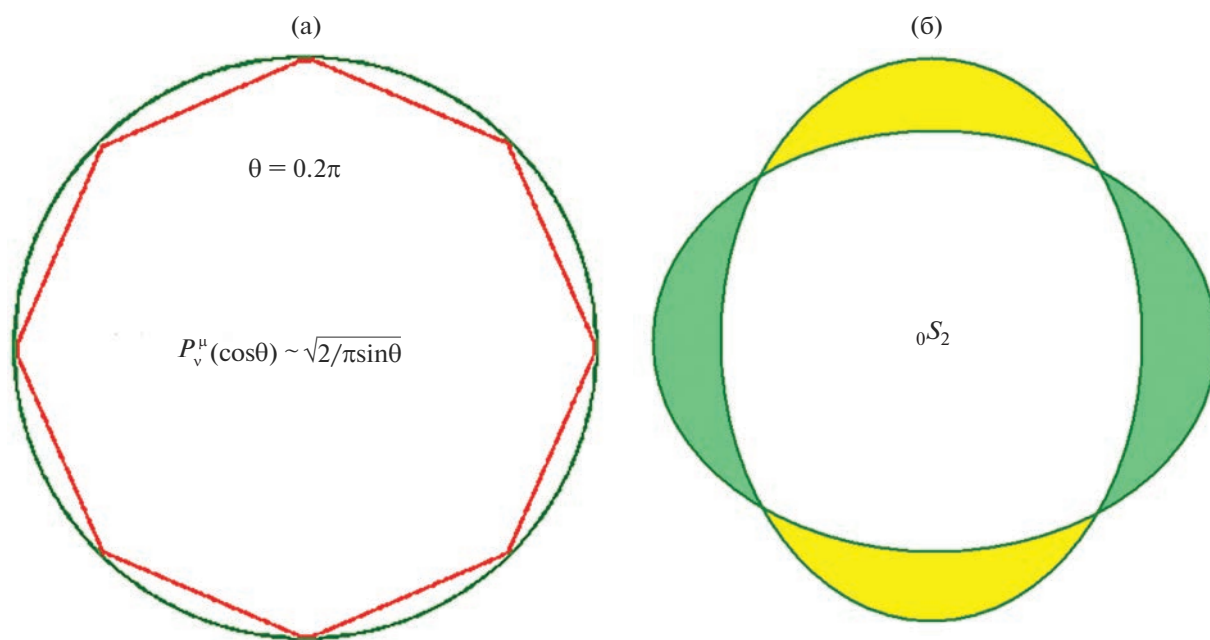


Рис. 5. Схематическое изображение кругосветного сейсмического эха (а) и сфероидальных колебаний Земли (б).

госветным сейсмическим эхом. Идея состоит в том, что поверхностные упругие волны, возбужденные главным ударом, совершили оборот вокруг Земли и, приближаясь к эпицентру с нарастающей амплитудой, возбудили сильный афтершок.

Хорошо известно, что землетрясения возбуждают свободные колебания Земли как упругого тела на частотах тороидальных и сфероидальных колебаний. Рис. 7 демонстрирует модуляцию глобальной сейсмичности на частоте 0.309 мГц (пе-

риод 54 мин), равной частоте сфероидальных колебаний ${}_0S_2$.

Итак, землетрясения возбуждают сфероидальные колебания, которые, в свою очередь, модулируют активность землетрясений на частоте сфероидальных колебаний. Возникает вопрос, не являются ли резонансные колебания на частоте 0.309 мГц автоколебаниями Земли? С формальной точки зрения ответ положительный, поскольку можно считать Землю автономной динамической системой в хорошем приближении. Однако содержательный смысл ответа пока что не совсем ясен.

Напомним, что термин “автоколебания” был введен в 1928 г., но еще Галилео Галилей, Роберт Гук и Христиан Гюйгенс экспериментально изу-

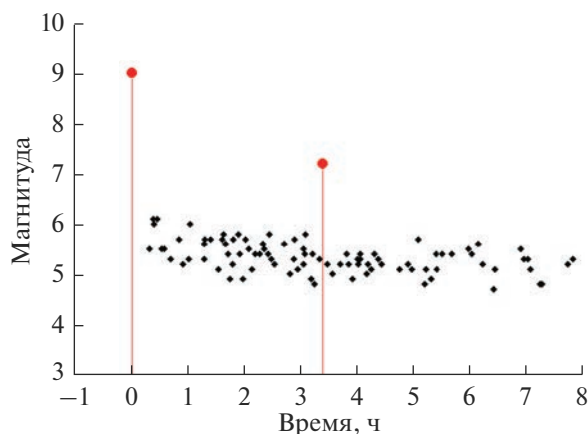


Рис. 6. Суматра-Андаманское землетрясение 26.12.2004. Показаны магнитуды главного удара и афтершоков. Красные кружки соответствуют главному удару и сильнейшему афтершоку.

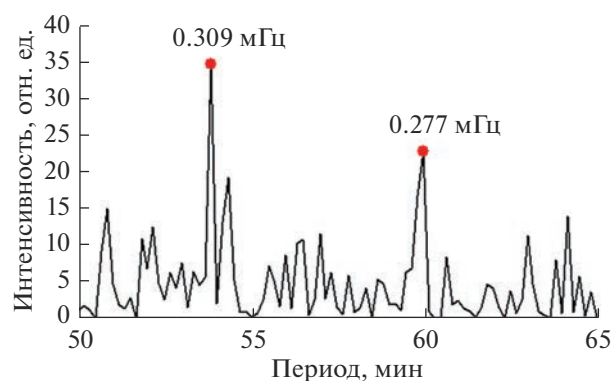


Рис. 7. Спектр глобальной сейсмичности по данным каталога USGS за 1973–2010 гг.

чали автоколебания как физическое явление в связи с проблемой усовершенствования часовых механизмов. Рэлей теоретически описал ряд механических и акустических систем, способных генерировать автоколебания. Он особо подчеркнул нелинейность, как важнейшее свойство колебательных систем такого рода. В наши дни Л.И. Мандельштам и А.А. Андронов создали мощную школу теории нелинейных колебаний.

Автоколебательная система должна содержать ряд структурных элементов — резонатор, источник постоянной энергии, а также устройство положительной обратной связи. Например, в механических часах это маятник, гирия или пружина, а обратная связь осуществляется с помощью храповика, соединенного с источником энергии, и анкера, прикрепленного к маятнику. Вполне очевидно, что в нашем случае резонатором является Земля в целом, способная совершать резонансные колебания на одной из собственных частот, например, на фундаментальной частоте 0.309 мГц. Твердая оболочка Земли (литосфера) постоянно находится в неравновесном напряженно-деформированном состоянии. Она служит источником энергии, необходимой для возбуждения резонансных колебаний. Остается указать механизм обратной связи, но как раз именно в этом пункте возникают трудности и сомнения, подробно проанализированные в работе [Гульельми, 2015б].

В завершение данного раздела статьи упомянем о широком классе антропогенных триггеров. Их следует считать экзогенными триггерами. Не всегда ясно, являются ли они аддитивными, или мультипликативными в том или ином конкретном случае. Существенное влияние на сейсмичность антропогенных триггеров подтверждено многочисленными наблюдениями. Особого внимания заслуживает эффект выходных дней [Зотов, 2007], а также так называемый Биг-Бэн эффект [Зотов, Гульельми, 2010; Гульельми, Зотов, 2012], который проявился на рис. 7 в виде пика на частоте 0.277 мГц (период 60 мин).

ТРИАДЫ

Достаточно сильное землетрясение называют главным ударом, если за ним следуют афтершоки — землетрясения меньшей силы, причем выполняется закон Бата, согласно которому максимальная магнитуда афтершоков меньше магнитуды главного удара, по крайней мере, на величину $\Delta M = 1$ [Bath, 1965]. Довольно часто, но не всегда, главному удару предшествуют форшоки, количество которых N_- обычно много меньше количества афтершоков N_+ : $N_- \ll N_+$. Своеобразное триединство “форшоки — главный удар — афтершоки” было предложено называть *классической триадой* [Гульельми, 2015а]. Если форшоки от-

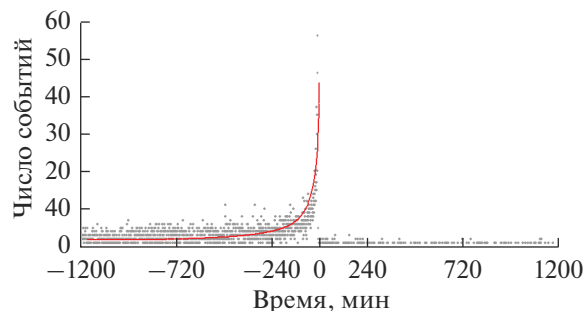


Рис. 8. Зависимость от времени форшоков и афтершоков зеркальных триад, наблюдавшихся в диапазоне магнитуд главных ударов от $M = 5$ до $M = 6$.

сутствуют, то такую “триаду” естественно называть *укороченной классической триадой*.

Один из авторов (О.Д.З.) поставил вопрос о существовании *зеркальных триад*, в которых $N_+ \ll N_-$, и обнаружил, что зеркальные триады образуют существенное дополнение к классическим триадам (см. например, [Zotov, Guglielmi, 2021; Guglielmi, Zotov, 2022a]). Рис. 8 дает представление о форме зеркальной триады. Иногда наблюдается укороченная зеркальная триада, в которой афтершоки отсутствуют вообще.

Напрашивается вопрос о том, следует ли называть главным ударом сильнейшее землетрясение в зеркальной триаде? По определению главного удара в классической триаде выполняется закон Бата. Но закон Бата накладывает ограничение на магнитуду афтершоков, а в зеркальной триаде афтершоков может вообще не быть. Тем не менее, судя по рис. 9, можно дать положительный ответ на поставленный выше вопрос. Мы видим, что для зеркальных триад справедлив своеобразный аналог закона Бата. А именно, минимальное значение разности между магнитудой главного удара и магнитудой сильнейшего форшока составляет $\Delta M = 0.5$ (напомним, что для афтершоков в классической триаде $\Delta M = 1$). Теперь мы можем уточнить определение главного удара: это землетрясение, афтершоки которого подчиняются классическому закону Бата, а форшоки — указанному выше соотношению $\Delta M = 0.5$, аналогичному закону Бата.

Нередко встречаются *симметричные триады*. В таких триадах $N_- = N_+$. Наконец, была обнаружена многочисленная совокупность вырожденных симметричных триад, в которых $N_- = N_+ = 0$. Сильное изолированное землетрясение такого рода было названо нами *Grande terremoto solitario*, или сокращенно GTS [Zotov, Guglielmi, 2021; Zavyalov et al., 2022]. Распределение Гутенберга—Рихтера для GTS имеет вид $\lg N = 10.6 - 1.4M$ для $M \geq 6$.

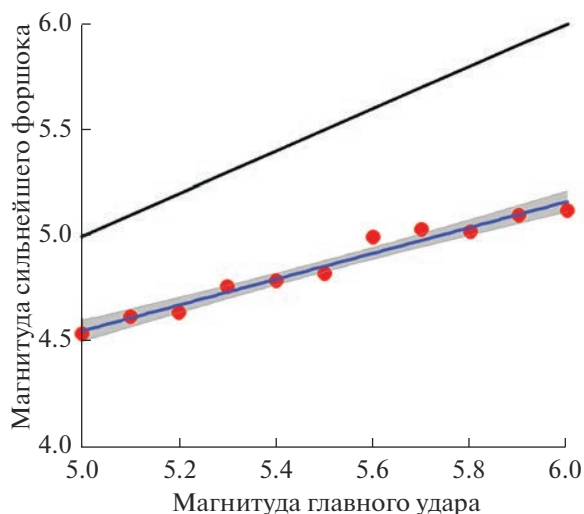


Рис. 9. Сопоставление магнитуд главных ударов с магнитудами сильнейших форшоков. Синяя линия аппроксимирует экспериментальные (красные) точки. Черная линия проведена для наглядности. Серый коридор — 95% доверительный интервал.

Итак, существует несколько разновидностей главных ударов. Они отличаются друг от друга относительной численностью форшоков и афтершоков. Особый интерес представляют GTS. Они возникают спонтанно на спокойном фоне и не сопровождаются афтершоками. Напрашивается аналогия между GTS и так называемыми “волнами-убийцами” — изолированными гигантскими волнами, которые временами возникают на спокойной поверхности океана.

ГЕОМЕТРОДИНАМИКА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Геометродинамикой землетрясений мы называем ту часть физики землетрясений, в которой геометрические представления играют ключевую роль. Термин *геометродинамика* в теоретическую физику ввел Дж. Уиллер для обозначения проекта построения единой теории поля с целью последовательно описывать физическую реальность на языке геометрии (см. например, [Wheeler, 1961; Misner et al., 1973]). Геометродинамика землетрясений в том виде, в котором она представляется нам в настоящее время, не претендует на решение задачи такого масштаба. Тем не менее, при поиске основ теории землетрясений, а также при интерпретации конкретных проявлений сейсмичности мы нередко используем геометрические образы, понятия и представления.

Например, границу очага землетрясения можно определить как минимальную выпуклую оболочку гипоцентров всех афтершоков. Геометрический образ точки естественным образом возникает в геометродинамике очага при попытке

представить нечто вроде центра тяжести афтершоков. К этому вопросу мы еще вернемся и покажем, что по мере развития процесса возбуждения афтершоков центр тяжести мигрирует, отражая динамику релаксации горных пород после образования магистрального разрыва. Далее, шарообразность Земли приводит к явлению кругосветного эха, кумулятивный эффект которого создает мощный афтершок через 3 часа после главного удара. Сфероидальные и тороидальные колебания Земли модулируют глобальную сейсмическую активность. К геометродинамике относится также распространение эпицентров афтершоков от эпицентра главного удара со скоростью в несколько километров в час, обнаруженное на эксперименте [Zotov et al., 2020]. Примеры можно было бы продолжить. Другими словами, в отношении узкого, но вполне определенного круга явлений предлагаемый термин представляется уместным.

Чтобы показать геометродинамику землетрясений в действии, мы введем так называемый центр тяжести (ЦТ) форшоков и афтершоков. Определим ЦТ следующим образом:

$$\mathbf{r}_c = \frac{\sum_i M_i \mathbf{r}_i}{\sum_i M_i}. \quad (14)$$

Здесь M_i — магнитуда, $\mathbf{r}_i$ — радиус-вектор гипоцентра. Аналогичным образом можно определить ЦТ эпицентров той или иной совокупности землетрясений.

Для иллюстрации продуктивности идеи ЦТ на рис. 10 показана вариация расстояния между эпицентром главного удара и ЦТ эпицентров форшоков и афтершоков в полной классической триаде. Рисунок построен методом наложения эпох. Нулевой момент времени соответствует моменту главного удара. Исходная информация о землетрясениях заимствована из каталога USGS/NEIC за 1973–2019 гг. [<https://earthquake.usgs.gov>]. Использована 161 классическая триада с магнитудой главного удара $M \geq 7$ и глубиной гипоцентра меньшей 250 км. Для них обнаружено 960 форшоков и 21 290 афтершоков. Для каждого главного удара размер его очаговой зоны подсчитывался по формуле [Завьялов, Зотов, 2021]

$$\lg L [\text{км}] = 0.43M - 1.27. \quad (15)$$

В этой зоне и производилась выборка форшоков и афтершоков для каждого главного удара. Каждое значение среднего расстояния между эпицентром главного удара и ЦТ эпицентров форшоков/афтершоков вычислялось на интервале один час.

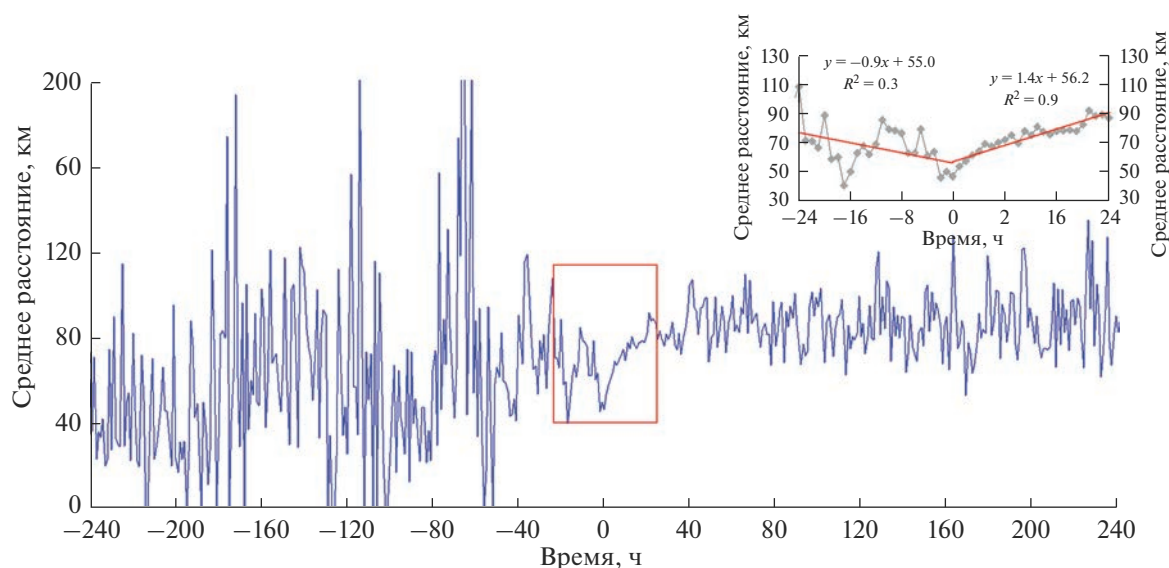


Рис. 10. Обобщенная траектория центра тяжести эпицентров форшоков и афтершоков в классических триадах. Время отсчитывается от момента главного удара ($M \geq 7$). Расстояние отсчитывается от эпицентра главного удара до центра тяжести.

В данном пилотном анализе мы не учитывали величину магнитуды форшоков и афтершоков, т.е. каждое событие имело один и тот же вес.

Мы обнаружили, что в течение суток до/после главного удара (см. рис. 10, врезка) ЦТ форшоков/афтершоков в среднем приближается/удаляется от эпицентра главного удара со скоростью 1–2 км/ч. Эта скорость сопоставима со скоростью распространения афтершоков, оцененной ранее другим методом [Zotov et al., 2020].

Предварительно мы проанализировали также миграцию ЦТ афтершоков в укороченной классической триаде. Было использовано 285 укороченных триад с магнитудой главного удара $M \geq 7$ и глубиной гипоцентра, не превышающей 250 км. Наблюдалось 13665 афтершоков при полном отсутствии зарегистрированных форшоков.

Таким образом, оказалось, что полных классических триад примерно в полтора–два раза меньше, чем укороченных. В то же время, наблюдается более обильный поток афтершоков в полной триаде, чем в укороченной (в среднем на один главный удар приходится 130 афтершоков в полной триаде против 45 в укороченной). Далее, скорость миграции эпицентров афтершоков в укороченной триаде оказалась заметно ниже (примерно в 3 раза), чем в полной триаде.

Перейдем в систему отсчета, движущуюся вместе с ЦТ. Представляет интерес следующий вопрос: не происходит ли регулярного вращения форшоков и афтершоков вокруг неподвижного ЦТ? Ответ на вопрос мы попытаемся найти в ходе дальнейшего исследования геометродинамических проблем.

ОБСУЖДЕНИЕ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Мы понимаем феноменологию как единство принципов и методов исследования сущности явлений. В общем и целом, мы руководствовались при необходимости ключевыми положениями трансцендетальной феноменологии. Однако практически специфика нашего подхода довольно проста и состоит она в методичном использовании феноменологических приемов общей физики при исследовании землетрясений. По возможности мы избегаем наглядных аналогий между землетрясением и динамикой кучи песка, финансовой катастрофой, эпидемией и тому подобным. Аналогии такого рода будят воображение, дают толчок для появления новых идей, но они не вписываются в контекст общей физики, выработавшей эффективные приемы феноменологического мышления.

Образцом феноменологической теории является термодинамика. Электродинамика Максвелла также является совершенным образцом феноменологической теории. Крайне схематизируя, можно сказать, что классическая электродинамика состоит из двух неравнозначных частей — уравнений, описывающих эволюцию электромагнитного поля, и феноменологических коэффициентов, таких как диэлектрическая проницаемость среды. Уравнения имеют статус законов (аксиом), в то время как феноменологические параметры, вообще говоря, остаются неопределенными. Фундаментальные законы физики, например, принцип причинности и закон сохранения энергии-импульса, накладывают на феноменологические параметры ряд ограничений, но в целом параметры более или менее

произвольны. Параметры можно измерить экспериментально, или вычислить в рамках той или иной модели среды.

Физика землетрясений еще не достигла такого уровня, когда дифференциальные уравнения эволюции отражают все разнообразие проявлений сейсмичности. И лишь в редких случаях удается измерить на опыте феноменологические параметры. Например, мы научились измерять коэффициент деактивации очага σ , но у нас нет реалистичной модели, в рамках которой можно было бы вычислить, или хотя бы оценить по порядку величины коэффициент деактивации. Незавершенность феноменологического подхода к изучению землетрясений очевидна. Нынешнее состояние исследования землетрясений можно охарактеризовать как предварительное. Пока что мы достигли статуса пролегоменов к будущей феноменологии землетрясений.

БЛАГОДАРНОСТИ

Мы благодарим сотрудников Геологической службы США за предоставление каталогов землетрясений.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации в рамках государственного задания Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН (№ 075-00693-22-00).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гульельми А.В. Форшоки и афтершоки сильных землетрясений в свете теории катастроф // УФН. 2015а. Т. 185. № 4. С. 415–439.
<https://doi.org/10.3367/UFNr.0185.201504f.0415>
- Гульельми А.В. Об автоколебаниях Земли // Физика Земли. 2015б. № 6. С. 127–130.
<https://doi.org/10.7868/s0002333715040018>
- Гульельми А.В. Интерпретация закона Омори // Физика Земли. 2016. № 5. С. 165–166.
<https://doi.org/10.7868/S0002333716050161>
- Гульельми А.В. Закон Омори (из истории геофизики) // УФН. 2017. Т. 187. № 3. С. 343–348.
<https://doi.org/10.3367/UFNr.2017.01.038039>
- Гульельми А.В., Завьялов А.Д. Закон Омори: к 150-летию юбилею Фусакичи Омори // Вулканология и сейсмология. 2018. № 5. С. 67–72.
<https://doi.org/10.1134/S0203030618050048>
- Гульельми А.В., Зотов О.Д. Явление синхронизма в динамической системе магнитосфера–техносфера–литосфера // Физика Земли. 2012. № 6. С. 23–33.
- Гульельми А.В., Зотов О.Д. О скрытой околичасовой периодичности землетрясений // Физика Земли. 2013. № 1. С. 3–10.
<https://doi.org/10.7868/S0002333713010043>
- Гульельми А.В., Завьялов А.Д., Зотов О.Д. Проект создания атласа афтершоков сильных землетрясений // Вулканология и сейсмология. 2019. № 6. С. 79–84.
<https://doi.org/10.31857/S0203-03062019679-84>
- Гульельми А.В., Зотов О.Д., Завьялов А.Д. Динамика афтершоков Суматра-Андаманского землетрясения // Физика Земли. 2014. № 1. С. 66–74.
<https://doi.org/10.7868/S0002333713060033>
- Гульельми А.В., Клайн Б.И., Завьялов А.Д., Зотов О.Д. Феноменологическая теория афтершоков сильного землетрясения // Вулканология и сейсмология. 2021. № 6. С. 14–20.
<https://doi.org/10.31857/s0203030621060031>
- Завьялов А.Д., Гульельми А.В., Зотов О.Д. Три проблемы физики афтершоков // Вулканология и сейсмология. 2020. № 5. С. 67–80.
<https://doi.org/10.31857/s0203030620050077>
- Завьялов А.Д., Зотов О.Д. Новый способ определения характерного размера очаговой зоны // Вулканология и сейсмология. 2021. № 1. С. 22–29.
<https://doi.org/10.31857/S0203030621010065>
- Зотов О.Д. Эффект выходных дней в сейсмической активности // Физика Земли. 2007. № 12. С. 27–34.
- Зотов О.Д., Гульельми А.В. Проблемы синхронизма электромагнитных и сейсмических событий в динамической системе “Магнитосфера–Техносфера–Литосфера” // Солнечно-земная физика. 2010. Вып. 16. С. 19–25.
- Зотов О.Д., Завьялов А.Д., Гульельми А.В., Лавров И.П. О возможном эффекте кругосветных поверхностных сейсмических волн в динамике повторных толчков сильных землетрясений // Физика Земли. 2018. № 1. С. 187–201.
<https://doi.org/10.7868/s0002333718010155>
- Колмогоров А.Н., Петровский И.Г., Пискунов Н.С. Исследование уравнения диффузии, соединенной с возращанием количества вещества и его применение к одной биологической проблеме // Бюлл. МГУ. Математика и механика. 1937. Т. 1. № 6. С. 1–26.
- Bath M. Lateral inhomogeneities of the upper mantle // Tectonophysics. 1965. V. 2. Iss. 6. P. 483–514.
[https://doi.org/10.1016/0040-1951\(65\)90003-X](https://doi.org/10.1016/0040-1951(65)90003-X)
- Faraoni V. Lagrangian formulation of Omori’s law and analogy with the cosmic Big Rip // Eur. Phys. J. C. 2020. V. 80(5). 445.
<https://doi.org/10.1140/epjc/s10052-020-8019-2>
- Guglielmi A.V., Klain B.I. The Phenomenology of After-shocks // Cornell University Library: arXiv:2009.10999 [physics.geo-ph] // Submitted on 23 September 2020. P. 1–12.
<https://doi.org/10.48550/arXiv.2009.10999>
- Guglielmi A., Zotov O. Impact of the earth’s oscillations on the earthquakes // Cornell University Library: arXiv:1207.0365 [physics.geo-ph] // Submitted on 2 July 2012. P. 1–13.
<https://doi.org/10.48550/arXiv:1207.0365>
- Guglielmi A., Zotov O.D. Dependence of the source deactivation factor on the earthquake magnitude // Cornell University Library: arXiv:2108.02438 [physics.geo-ph] // Submitted on 5 August 2021. P. 1–12.
<https://doi.org/10.48550/arXiv.2108.02438>
- Guglielmi A.V., Zotov O.D. On generalized models of earthquake evolution by the example of classical and mirror triads // Cornell University Library: arXiv:2206.09651

[phy-sics.geo-ph] // Submitted on 20 June 2022a. P. 1–7.
<https://doi.org/10.48550/arXiv.2206.09651>

Guglielmi A.V., Zotov O.D. On the proper time of the earthquake source // Cornell University Library: arXiv:2207.11073 [physics.geo-ph] // Submitted on 22 July 2022b. P. 1–9.
<https://doi.org/10.48550/arXiv.2207.11073>

Guglielmi A.V., Zotov O.D. About the waiting time for a strong earthquake // Cornell University Library: arXiv:2209.00176 [physics.geo-ph] // Submitted on 1 September 2022c. P. 1–11.
<https://doi.org/10.48550/arXiv.2209.00176>

“Phenomenology” Edmund Husserl’s Article for the Encyclopaedia Britannica (1927) / New Complete Translation by Richard E. Palmer // Journal of the British Society for Phenomenology. 1971. V. 2(2). P. 77–90.
<https://doi.org/10.1080/00071773.1971.11006182>

Misner Ch.W., Thorne K.S., Wheeler J.A. Gravitation. San Francisco, USA: W.H. Freeman and company, 1973. 1279 p.

Omori F. On the aftershocks of earthquake // J. Coll. Sci. Imp. Univ. Tokyo. 1894. V. 7. P. 111–200.

Polyanin A.D., Zaitsev V.F. Handbook of nonlinear partial differential equations / 2nd edition // Boca Raton, FL, USA: Chapman & Hall/CRC Press, 2012. 1840 p.

Wheeler J. Geometrodynamics and the Problem of Motion // Rev. Mod. Phys. 1961. V. 44(1). P. 63–78.

Zavyalov A.D., Guglielmi A.V., Zotov O.D. Deviation from the Omori law as the result of the trigger impact of round the world surface seismic waves on the source of strong earthquakes // Acta Geologica Sinica. 2019. V. 93(S1). 271.
<https://doi.org/10.1111/1755-6724.14082>

Zavyalov A., Zotov O., Guglielmi A., Klain B. On the Omori Law in the Physics of Earthquakes // Applied Sciences. 2022. V. 12. Iss. 19. 9965.
<https://doi.org/10.3390/app12199965>

Zotov O.D., Guglielmi A.V. Mirror triad of tectonic earthquakes // Cornell University Library: arXiv:2109.05015 [physics.geo-ph] // Submitted on 10 September 2021. P. 1–11.
<https://doi.org/10.48550/arXiv.2109.05015>

Zotov O.D., Zavyalov A.D., Klain B.I. On the spatial-temporal structure of aftershock sequences / Eds T. Yanovskaya, A. Kosterov, N. Bobrov, A. Divin, A. Saraev, N. Zolotova // Problems of Geocosmos—2018. Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences. Cham: Springer, 2020. P. 199–206.
https://doi.org/10.1007/978-3-030-21788-4_16

Fundamentals of the Phenomenological Theory of Earthquakes

A. V. Guglielmi^{1, *}, B. I. Klain^{2, **}, A. D. Zavyalov^{1, *}, and O. D. Zotov^{1, 2, ****}**

¹*Institute of Physics of the Earth RAS, Bol’shaya Gruzinskaya str., 10, bld. 1, Moscow, 123242 Russia*

²*Borok Geophysical Observatory of Institute of Physics of the Earth RAS, Borok settlement, Nekouz district, Yaroslavl Region, 152742 Russia*

*e-mail: guglielmi@mail.ru

**e-mail: klb314@mail.ru

***e-mail: zavyalov@ifz.ru

****e-mail: ozotov@inbox.ru

Phenomenology is a unity of principles and methods for investigating the essence of phenomena. This article is a brief review of a series of works carried out by the authors over the past ten years. The general thrust of the works is that phenomenological ideas of physics are used to analyze earthquakes. A perfect model of phenomenological theory is thermodynamics. Maxwell’s electrodynamics is also a perfect example of phenomenological theory. Earthquake phenomenology is still far from reaching that level. In the system of rational knowledge of geodynamics, we have so far reached the status of a preliminary view of the subject, methods, and tasks of the future phenomenological theory of earthquakes. Nevertheless, already at this stage it is clearly visible the perspective of the proposed approach to the construction of the theory. The article shows by concrete examples that it is useful to use phenomenological representations of general physics when searching for the bases of the theory and when processing and analyzing specific manifestations of seismicity.

Keywords: Omori’s law, Bath’s law, evolution equation, deactivation factor, inverse problem, proper time, waiting time, triggers, triads, epicenter migration, Earth’s own oscillations