

ISSN 0203-0306

Номер 4

Июль - Август 2023



ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ



www.sciencejournals.ru



СОДЕРЖАНИЕ

Номер 4, 2023

Активность вулкана Эбеко В 2022 г.: механизм и продукты извержения

Т. А. Котенко, С. З. Смирнов, Т. Ю. Тимина

3

Золото-серебряное эпитермальное месторождение Нижний Биркачан
(Омолонский массив, Северо-Восток России):
геологическое строение, минералогия руд, возраст

*А. Н. Глухов, В. В. Прийменко, А. Б. Котов, М. И. Фомина,
Е. Б. Сальникова, Т. И. Михалицына, Г. О. Ползуненков*

23

Изотопный состав гелия в позднекайнозойских Южно-Байкальской
и Южно-Хангайской вулканических областях

К. М. Рычкова, О. И. Кальная

39

Механизмы трансляции глубинных импульсов во внешние оболочки
современной Земли (на примере Позднекайнозойской глобальной
тектонوماгматической активизации нашей планеты)

Е. В. Шарков, М. М. Богина, А. В. Чистяков

52

Геометрия и реология плюмов: общие закономерности в вероятностных
гравитационных моделях

А. М. Петрищевский

68

К 85-летию со дня рождения Геннадия Александровича Карпова

87

УДК 551.21

АКТИВНОСТЬ ВУЛКАНА ЭБЕКО В 2022 г.: МЕХАНИЗМ И ПРОДУКТЫ ИЗВЕРЖЕНИЯ

© 2023 г. Т. А. Котенко^а, *, С. З. Смирнов^{б, в}, **, Т. Ю. Тимина^б, ***

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

^бИнститут геологии и минералогии им В.С. Соболева СО РАН, просп. акад. Коптюга, 3, Новосибирск, 630090 Россия

^вИнститут нефтегазовой геологии и минералогии им. А.А. Трофимука СО РАН,
просп. акад. Коптюга, 3, Новосибирск, 630090 Россия

*e-mail: sinarka2017@mail.ru

**e-mail: ssmr@igm.nsc.ru

***e-mail: timina@igm.nsc.ru

Поступила в редакцию 31.01.2023 г.

После доработки 27.03.2023 г.

Принята к публикации 10.04.2023 г.

Приводятся сведения об эруптивной активности вулкана Эбеко в 2022 г. С 22 января по 13 июня происходили фреатические взрывы в кратерном озере, вызванные просачиванием воды сквозь образовавшуюся в верхней части магматического канала пробку и ее вскипанием. С 14 июня начались эксплозии вулканского типа, уничтожившие озеро. Гранулометрический состав пеплов изменился в сторону уменьшения размерности частиц. Петрографические и минералого-геохимические исследования тефры позволяют определить этот период как фреатомагматическое извержение по наличию свежего ювенильного материала. Установлено, что взаимодействие магмы с водами гидротермальной системы вулкана Эбеко приводит к ее обеднению щелочными металлами и обогащению кремнеземом. Высказано предположение, что образование аморфного водосодержащего кремнезема в виде многочисленных обособлений и его последующая дегидратация может способствовать эксплозивной активности вулкана.

Ключевые слова: вулкан, Эбеко, кратерное озеро, фреатический, фреатомагматический

DOI: 10.31857/S0203030623700244, **EDN:** WRATVN

ВВЕДЕНИЕ

Вулкан Эбеко — действующий вулкан в северной части хребта Вернадского о. Парамушир (Курильские острова, Россия) (рис. 1а). Также это один из активных вулканов Курильских островов с вершинными кратерными озерами. На Курильских островах среди действующих стратовулканов и построек в системах вулканических хребтов кроме вулкана Эбеко вершинные озера в настоящее время присутствуют в кратерах вулканов Райкоке (о. Райкоке) и Палласа (о. Кетой) [Козлов, 2015; Мельников и др., 2020]. Другие кратерные озера приурочены к крупным кальдерным комплексам на островах Онекотан (Кольцевое и Черное), Симушир (Бирюзовое) и Кунашир (Кипящее и Горячее) [Горшков, 1967; Козлов, 2015]. Озера играют важную роль в формировании характера эруптивной активности, так как они способствуют образованию в остывающем магматическом теле трещинных и поровых вод. Их нагрев теплом магмы, также как и непосредственный контакт с ней, приводит к эксплозивным извер-

жениям. Наличие озера в кратере действующего вулкана представляет собой источник гидрологической опасности, заключающейся, например, в возникновении лахаров [Kilgour et al., 2010; Martin, Witter, 2000; Rouwet et al., 2014].

Фреатические извержения по принятой в настоящее время терминологии [Barberi et al., 1992; Christenson et al., 2010; Németh, Kósik, 2020; Pardo et al., 2014; Stix, de Moor, 2018] — извержения, в которых: 1) магма является лишь источником тепловой энергии и непосредственного участия в извержении не принимает, в продуктах извержения нет ювенильного материала, или его содержание незначительно; 2) движущей силой является расширение водяного пара и других газов преимущественно метеорного происхождения, заключенных в порах и трещинах вулканических пород. По мнению [Barberi et al., 1992; Christenson et al., 2010], к фреатическим извержениям следует относить разрушение взрывами газонепроницаемой пробки, образующейся в жерловой части в результате застывания поднимающейся магмы.

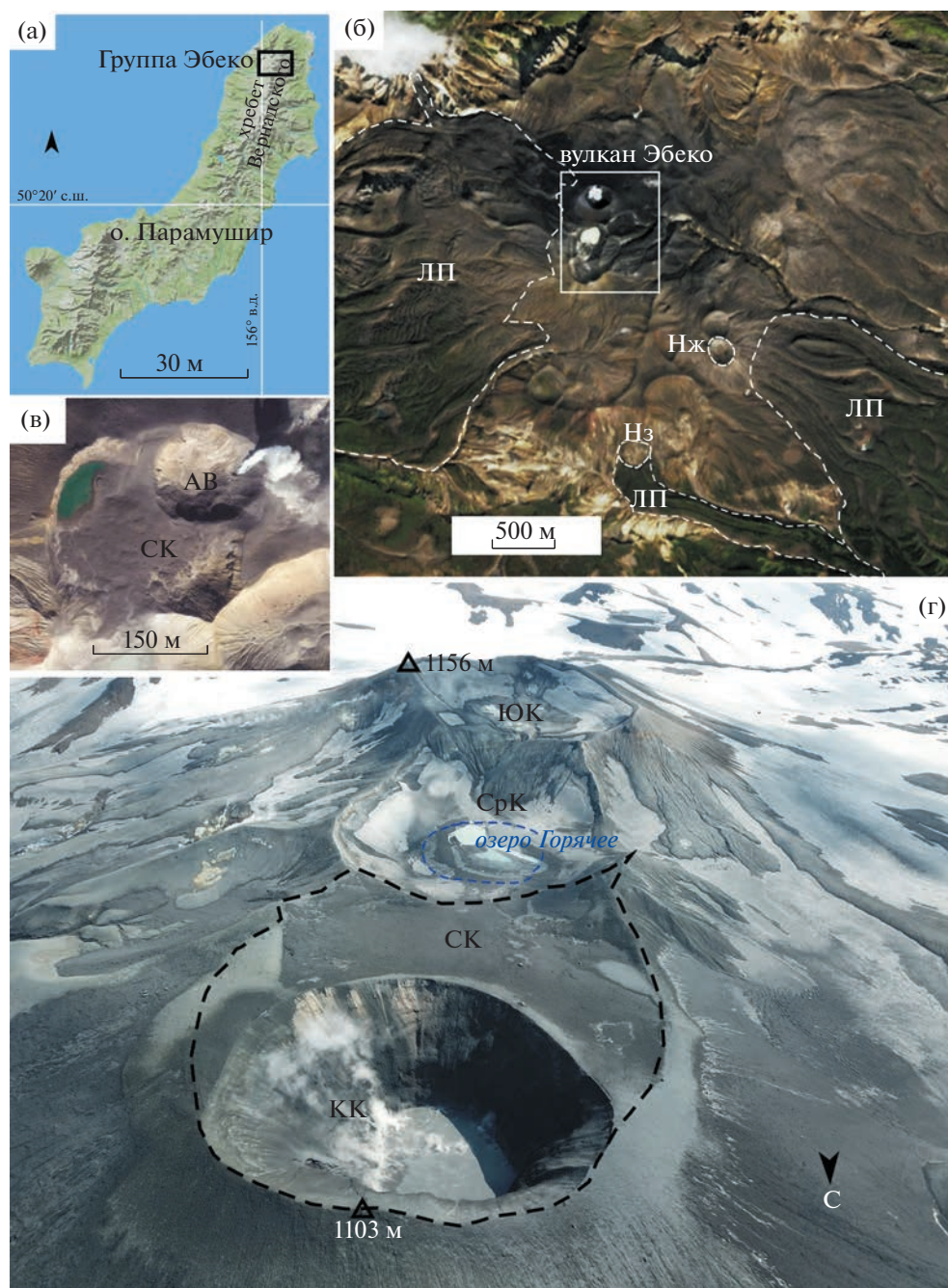


Рис. 1. Географическое положение рассматриваемых объектов.

а – местоположение вулканов группы Эбеко на о. Парамушир; б – вулканы группы Эбеко (Нз – Незаметный, Нж – Неожиданный, ЛП – лавовые потоки); в – Северный кратер (СК) с внутренним кратером Активной воронкой (АВ) в 2012 г.; г – аэроснимок вулкана Эбеко 6 июня 2022 г. (КК – кратер Корбута, СК – Северный кратер, СрК – Средний кратер, ЮК – Южный кратер). Фото М.Л. Котенко.

Фреатомагматические извержения объединяют в себе характеристики магматических и фреатических извержений, так как обусловлены контактом магмы с водами экзогенных источников [Zimanowski et al., 2015]. Продукты фреатомагматических извержений обязательно содержат ювенильный материал [Alvarado et al., 2016; Zimanowski et al.,

2015]. Опубликованные работы сводят механизм фреатомагматических взрывов к следующему: на контакте магмы с поверхностными водами (например, на дне кратерных озер, при внедрении в водоносные горизонты или при контакте с породами постройки, содержащими поровые и трещинные воды гидротермальных систем) происхо-

дит ударное расширение водяного пара. Это ведет к фрагментации самой магмы и дроблению вмещающих ее пород постройки [Houghton et al., 2015; Morrissey et al., 1999; Wohletz, 1983]. Прерывистые фреатомагматические взрывы могут продолжаться от нескольких месяцев до нескольких лет с переменной частотой и интенсивностью.

Понимание природы и особенностей соотношений фреатических и фреатомагматических извержений одного и того же эруптивного центра дает ценную информацию о взаимодействии подводящей системы активного вулкана с поверхностными и подземными водами, позволяет проводить оценку динамики длительных периодов активности и прогноз вулканической опасности. В настоящей работе мы приводим новые данные о продолжающемся с 2016 г. периоде активизации вулкана Эбеко, в котором осенью 2021 г. и начале зимы 2022 г. намечился период затишья, сменившийся в конце января новым этапом активизации с признаками фреатических и фреатомагматических извержений.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ВУЛКАНИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ ВУЛКАНОВ ГРУППЫ ЭБЕКО

Вулкан Эбеко входит в состав сложного вулканического массива хребта Вернадского о. Парамушир. Фундамент массива образован вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами миоценового и миоцен-плиоценового возраста [Новейший ..., 2005], на которых в северной части хребта фрагментарно сохранились остатки лавовых плато и потухших вулканов с возрастом от позднего плиоцена до раннего голоцена [Мелекесцев и др., 1993б; Опыт ..., 1966]. Вокруг вулкана Эбеко расположены конусы других вулканических аппаратов, не проявляющих признаков активности, но образовавшихся примерно в одно время с Эбеко (см. рис. 1б). Эту группу вулканических построек принято называть группой Эбеко [Новейший ..., 2005]. Аппараты этих вулканов сильно разрушены тектоническими и эрозионными процессами. Постройки голоценовых вулканов Эбеко и Неожиданный сложены преимущественно пирокластикой, к ним приурочены обширные лавовые поля (~5 и ~9 км² соответственно) [Горшков, 1967; Мелекесцев и др., 1993а]. Моногенный вулкан Незаметный не имеет хорошо выраженного конуса. Истечение узкого лавового потока произошло через юго-восточную бровку небольшого кратера. Составы лав вулканов группы Эбеко варьируют от базальтов до андезитов [Panin et al., 2015]. По данным [Мелекесцев и др., 1993а] извержения вулканов Неожиданный и Незаметный произошли не позднее 2,4–3 тыс. лет назад, в то время как вулкан Эбеко

сохраняет эруптивную активность до настоящего времени.

Согласно [Горшков, 1967], вулкан Эбеко является сложной постройкой гнездового типа. Он состоит из трех слившихся конусов, содержащих крупные кратеры (Южный, Средний и Северный), образующие линейную меридионально вытянутую группу. Основания конусов лежат на лавовом плато, состоящем из потоков, стекающих по западному склону хр. Вернадского в долины рек Горшкова и Юрзева.

Вулкан Эбеко вмещает гидротермальную систему [Белоусов и др., 2002; Kalacheva et al., 2015] с мощными поверхностными проявлениями на внешних склонах конусов и внутри кратеров (фumarолы, горячие источники, кипящие водно-грязевые бассейны). В кратерах также периодически возникают ультракислые термальные озера.

Исторические извержения вулкана Эбеко, наиболее полный обзор которых дан в работах [Горшков, 1967; Гушенко, 1974; Мелекесцев и др., 1993а, 1993б; Belousov et al., 2021], имели место в 1793, 1859, 1934–1935, 1963, 1965, 1967–1971, 1987–1991, 2009, 2010, 2011 и 2016–2021 гг. и носили чисто эксплозивный характер. Жерла извержений открывались в основном в пределах кратеров Среднего и Северного конусов. Дважды новые жерла открывались на некотором отдалении: жерло 1963 г. в Восточном цирке [Кирсанов и др., 1964] и жерло 2005 г. на восточном склоне ручья Лагерный [Котенко и др., 2010]. Часть извержений происходила (или начиналась) в кратерных озерах [Башарина, Храмова, 1971; Котенко и др., 2010, 2012; Мелекесцев и др., 1993б; Скрипко и др., 1966]: в 1965, 2011 гг. взрывы происходили из озера Горячее Среднего кратера; в 1967, 1989 и 2006–2007 гг. — из озер в пределах Северного кратера.

Начиная с 1989 г. наиболее высокой активностью обладает Северный кратер. Современный центр вулканической активности начал формироваться в 2018 г.: он назван кратером Корбута (КК) (см. рис. 1г) [Котенко и др., 2019] или Новым северным кратером (New-North-Crater) в англоязычной литературе [Walter et al., 2020] и приурочен к северной кромке Северного кратера. Выбросами пирокластики из КК был полностью засыпан ранее существовавший кратер (Активная воронка, см. рис. 1) [Котенко и др., 2019; Belousov et al., 2021]. В конце 2021 г. в КК появилось новое озеро [Котенко, 2022].

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В качестве визуальных инструментов мониторинга эруптивной активности были использованы полевые наблюдения и фотосъемка в прикратерной зоне. Дистанционные методы наблюдений — постоянная покадровая фотосъемка

камерой Brinno TLC 100 с частотой съемки 5 с (установлена на расстоянии 7 км от вулкана); аэрофотосъемка с применением БПЛА MAVIC Pro Platinum, оснащенный цифровой оптической фотокамерой с разрешением 12 мегапикселей; спутниковые снимки Европейского космического агентства (ESA) (<https://apps.sentinel-hub.com/eo-browser>); данные о термальных аномалиях, предоставляемые проектом MIROVA (https://www.mirovaweb.it/?action=volcanoDetails_S2&volcano_id=290380).

Измерение температуры поверхности озера производилось инфракрасным термометром Кельвин-компакт 1200 с точностью измерений $\pm 1^\circ\text{C}$, линейные размеры кратера – электронной рулеткой GLM 250 VF фирмы BOSCH. Измерения площади зеркала озера в КК выполнялись на материалах плановой аэрофотосъемки и по снимкам спутника Sentinel 2 (<https://apps.sentinel-hub.com/eo-browser>). Площадь зеркала озера была выбрана в качестве инструмента мониторинга из трех возможных морфометрических характеристик (площадь зеркала, уровень и объем воды) для замкнутой бессточной котловины КК формы усеченного конуса. Суточные суммы атмосферных осадков получены из открытых данных Росгидромета для ближайшей метеостанции Северо-Курильск (№ 32215, 23 м н.у.м., расстояние до вулкана Эбеко 7 км).

Химический состав воды озера КК выполнен в Лаборатории постмагматических процессов ИВиС ДВО РАН.

Величина парогазовой эмиссии из КК определялась по двум методикам: расчету по высоте парогазового облака (плюма) и скорости ветра в слое существования шлейфа [Федотов, 1982]; сравнению площадей проекций парогазовых шлейфов на горизонтальную плоскость [Hochstein, Bromley, 2001], полученных в результате аэрофотосъемки с БПЛА. Расход газа для доступных в зимнее время термальных полей (Юго-восточного и Южного кратера) был получен по данным прямого измерения скорости потока на устье фумаролы (трубкой Пито), температуры газа (цифровой термометр ИТ-8 с хромель-алюмелевой термопарой), диаметра газового канала [Нехорошев, 1960].

Образцы свежих пеплов и бомб были собраны на бровке кратера Корбута и на удалении не более 1 км от него. Некоторые пробы вулканического пепла отбирались непосредственно после выброса с одежды и поверхности рюкзаков авторов.

Для проведения морфологических и микроаналитических исследований образцы тефры извержений 2022 года предварительно обрабатывались в ультразвуковой ванне для отделения ультратонкой фракции (< 50 мкм). Изучение морфологии пепловых частиц и их микроаналитические исследования выполнялись на сканирующем электрон-

ном микроскопе TESCAN MIRA 3 LMU (ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований (ЦКП МИИ) ИГМ СО РАН), оборудованном источником электронов с полевой эмиссией и энергодисперсионным детектором рентгеновского излучения X-Max 50 фирмы Oxford Instruments. Анализ проводился при ускоряющем напряжении 20 кВ. Ток зонда составлял 1 нА. При анализе минералов и стекла пепловых частиц время накопления спектра составляло 60 сек. Во избежание недоопределения Na в стеклах съемка производилась путем сканирования электронным пучком площадки, размер которой выбирался не менее 5×5 мкм. Состав определялся путем усреднения результатов измерения 2–3 площадок, расположенных поблизости. Калибровка производилась по хорошо охарактеризованным внутрилабораторным стандартам. Для проверки правильности и контроля дрейфа условий анализов производились измерения составов вкрапленников клинопироксена и плагиоклаза, стехиометрия которых предусматривает, что полный микрозондовый анализ их должен иметь сумму 100%. В случае, если сумма анализа минерала выходила за пределы диапазона 99–101 мас. %, производилась коррекция составов умножением концентраций всех элементов на коэффициент, равный отношению 100 к сумме анализа.

Для гранулометрического анализа проба пепла разделялась на фракции > 1 мм и < 1 мм с определением весовой доли каждой из фракций. Гранулометрический анализ фракции менее 1 мм проводился методом лазерной гранулометрии на приборе Analysette 22 Laser Particle Sizer фирмы Fritsch в Лаборатории геологии кайнозоя ИГМ СО РАН. Результаты этого анализа представлялись в объемных долях фракций.

Определение содержаний породообразующих элементов в валовом составе пеплов и бомб выполнялся методом рентгенофлуоресцентного анализа на спектрометре ARL 9900XL фирмы ARL в ЦКП МИИ ИГМ СО РАН. Потери при прокаливании определялись взвешиванием после изотермической выдержки пробы при 950°C в течение 2-х ч.

РЕЗУЛЬТАТЫ НАБЛЮДЕНИЙ АКТИВНОСТИ В КРАТЕРЕ КОРБУТА И ДИНАМИКИ ИЗМЕНЕНИЯ РАЗМЕРОВ КРАТЕРНОГО ОЗЕРА

*Состояние кратера Корбута в период
с 20 ноября 2021 г. по 21 января 2022 г.*

Период предыдущей активности выражался в частых выбросах вулканического типа и продолжался с 19 октября 2016 г. по 19 ноября 2021 г. (<http://geoportal.kscnet.ru/volcanoes/volc?name=Ebeko>). Относительно мощные, но редкие взры-

вы в конце этого периода (август — ноябрь 2021 г.) свидетельствовали, вероятно, о замедлении скорости подъема магмы или даже прекращении ее движения или поступлении сильно обедненных газами порций магмы. Поэтому для подготовки взрывов требовался длительный период: пауза между сильными событиями составляла от 14 до 26 сут. В тоже время содержание SO_2 в составе эруптивных газов уже в середине августа снизилось в 2 раза по сравнению с предыдущим годом [Котенко и др., 2022], также свидетельствуя об обеднении газовой фазы магматическими компонентами.

Затем последовало затишье с 20 ноября 2021 г. до 22 января 2022 г., в течение которого в КК сохранялась высокая фумарольная активность, фумаролы действовали на дне и внутренних стенках кратера. Размеры кратера по бровке равнялись 230 м и 205 м, измеренная глубина ~100 м. По нашей оценке, величина парогазовой эмиссии из КК в ноябре—начале декабря 2021 г. составляла ~1350 т/сут, что вместе с атмосферными осадками создало условия для появления нового кратерного озера. 12 января 2022 г. озеро с температурой воды на поверхности 43°C имело площадь зеркала 4.5 тыс. м² [Котенко, Котенко, 2022]. Подводная фумарольная разгрузка проявлялась в виде конвективных ячеек, видимых на поверхности воды. Выше уреза воды на западной и северной стенках кратера также наблюдалась фумарольная активность.

Активность в кратере Корбута 22 января—13 июня 2022 г.

До 22 января 2022 г. средствами мониторинга не было зафиксировано ни одного выброса из кратера Корбута. Точную дату начала нового извержения установить сложно из-за ограничений визуального и инструментального мониторинга вершины вулкана в зимнее время. Они вызваны главным образом неблагоприятными погодными условиями: низкая облачность и метели не позволяют наблюдать и фотографировать вулкан с земли и из космоса. Вдобавок к этому, короткий световой день ограничивает время фотосъемки даже в благоприятную погоду. Первые образцы свежее вышедшего пепла были отобраны 22 января 2022 г. к юго-востоку от вулкана при наблюдаемом северо-западном ветре на уровне кромки кратера, 24 января в 2:40 UTC в г. Северо-Курильск в 7 км от вулкана наблюдался пеплопад при западном ветре, вулкан был закрыт. 2 февраля в 0:08 UTC нам удалось непосредственно наблюдать эксплозивный выброс из кратера Корбута. Аналогичный выброс был зафиксирован с помощью фото- и видеосъемки 5 февраля (рис. 2а, 2б, 2в). На фотографиях видно, что на начальной стадии формируется выброс в виде веера пепло-паро-газовых

струй типа петушиного “хвоста” (cock’s tail [Thorarinsson et al., 1964]). В начальный момент выброса струи пара и тефры имели различные направления и скорости (но не более 60 м/с), максимальная высота подъема тефры не превышала 600 м над кратером. Большая часть преимущественно грубообломочного материала, благодаря гравитационной сепарации смеси, падала обратно в кратер, в то время как парогазовые облака всплывали на высоту 0.5–2.5 км и рассеивались там в течение нескольких минут после выброса.

Похожие взрывы, но с незначительным содержанием пепла наблюдались до 13 июня, при этом формировались парогазовые шлейфы и облака, время существования которых не превышало несколько минут. После взрыва перемешанная с обломочным материалом вода в новом кратерном озере имела черный цвет еще в течение 20–30 мин (рис. 3). Выброшенная за пределы кратера смесь обломочного материала и воды отлагалась на внешних заснеженных склонах кратера, формируя насыщенные влагой плащи (см. рис. 3). 5 апреля после взрыва в 22:49 UTC в снежном покрове под нижней частью такого плаща сформировались многочисленные неглубокие каналы глубиной до 15 см. Подобный характер эруптивных отложений на покрытом снегом вулканическом конусе описан, например, в 2002 и 2004 гг. во время извержений из озера в южном кратере вулкана Коровин, Алеутские острова, США [Waythomas, 2022].

Изменение размеров озера в кратере Корбута

Площадь зеркала озера в кратере Корбута периодически измерялась с 11 декабря 2021 г. Диаграмма изменения площади зеркала (рис. 4) показывает, что 13 февраля была зафиксирована минимальная площадь зеркала, которая увеличивалась в дальнейшем вплоть до конца мая. Пополнение озера метеорной водой до второй декады мая обеспечивалось главным образом за счет выпадения снега непосредственно в кратер Корбута и метелевого переноса снега с других участков Северного кратера. В мае количество осадков было незначительно (см. рис. 4), но начался период интенсивного снеготаяния на уровне кратеров: по данным аэрологического зондирования (<https://weather.uwyo.edu/cgi-bin/sounding>) с 7 мая средняя высота нулевой изотермы составляла 1820 м и более, т.е. на уровне кратера наблюдались преимущественно положительные температуры воздуха. Максимальная площадь озера 9400 м² отмечена 27–30 мая, после чего началось ее уменьшение. Динамику изменений размеров озера в КК иллюстрирует рис. 5. 6 апреля озеро было снято до взрыва (см. рис. 5а) и через 17 мин после него (см. рис. 5б): цвет воды изменился с молочно-голубого на черный, демонстрируя появление большого количества взвеси (пирокластического ма-

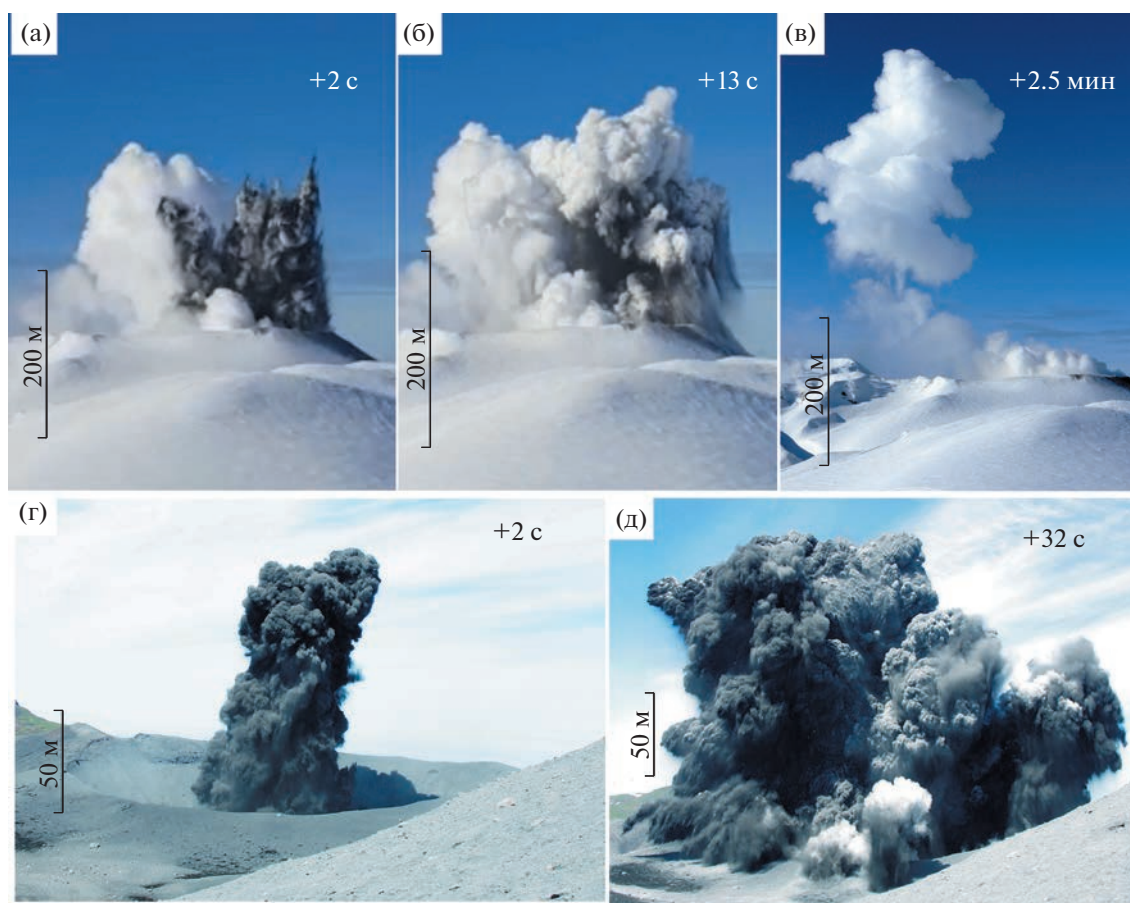


Рис. 2. Фреатические взрывы 5 февраля в 23:41 UTC (а–в) и 24 июня в 3:10 UTC (г, д).

Указано нарастание времени от начала взрыва. На рис. 2д видны паровые внутренние струи и паровые шапки в передних частях пепловых струй, характерные для фреатомагматических взрывов. Фото Е.И. Котенко (а–в) и Т.А. Котенко (г, д).

териала) в воде. Внутренние стенки кратера полностью покрыты слоем грязи. 6 и 12 июня (см. рис. 5в, 5д) озеро в кратере Корбута разделилось на две части: более глубокую северную (около 30% площади озера) с подводной фумарольной разгрузкой и мелководный участок с фумарольными струями, пробивающимися через донные отложения, где фумаролы издавали чавкающие звуки, периодически пробивая вязкую массу осадка, заливающую их устья. 24 июня в северо-восточной части дна наблюдалось лишь небольшое овальное озеро на контакте с террасированными отложениями пирокластического осадка с юга и запада. После 24 июня озеро в КК перестало существовать. 18 июля и 18 сентября (см. рис. 5г, 5е) наблюдался сухой кратер с мощной парогазовой разгрузкой в углублении северо-восточной его части, с юга и запада поднимались террасы пепловых отложений.

Дважды предпринимались попытки зачерпнуть озерную воду для определения ее химического состава. Однако это не удалось и были про-

анализированы составы воды из ледяных линз (образованных выброшенной из кратера озерной водой взрывами 5 и 20 февраля. Для этой воды получены значения $\text{pH} \sim 2.7$, содержание (г/л) сульфат-иона 3.4 и 1.7, хлор-иона 3.3 и 0.4, мольные соотношения SO_4/Cl 0.4 и 1.5 соответственно. Полученные характеристики указывают на то, что КК содержал ультракислое сульфатно-хлоридное озеро.

Активность в кратере Корбута с 14 июня 2022 г. — по настоящее время

Начиная с 14 июня характер выбросов, объем выбрасываемого пеплового материала, форма и высота подъема пирокластических туч резко изменились. Ранние взрывы формировали пепловые облака типа “цветной капусты” черного цвета, в которых подобно выбросам февраля–июня 2022 г. происходила гравитационная сепарация твердого материала и парогазовой смеси с образованием в верхней части черной колонны снеж-

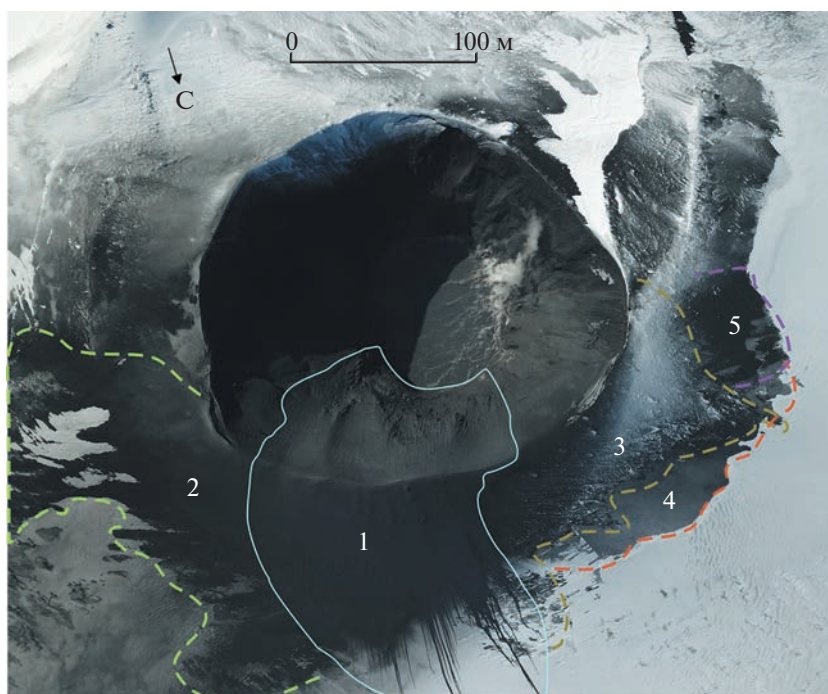


Рис. 3. Плечи и потоки воднопирокластической смеси (“грязи”), выброшенной из нового озера в КК, на склонах кратера Корбута: свежие 5 апреля 2022 г. после взрыва в 22:49 UTC (1) и предыдущих взрывов (2–5). Аэроснимок М.Л. Котенко.

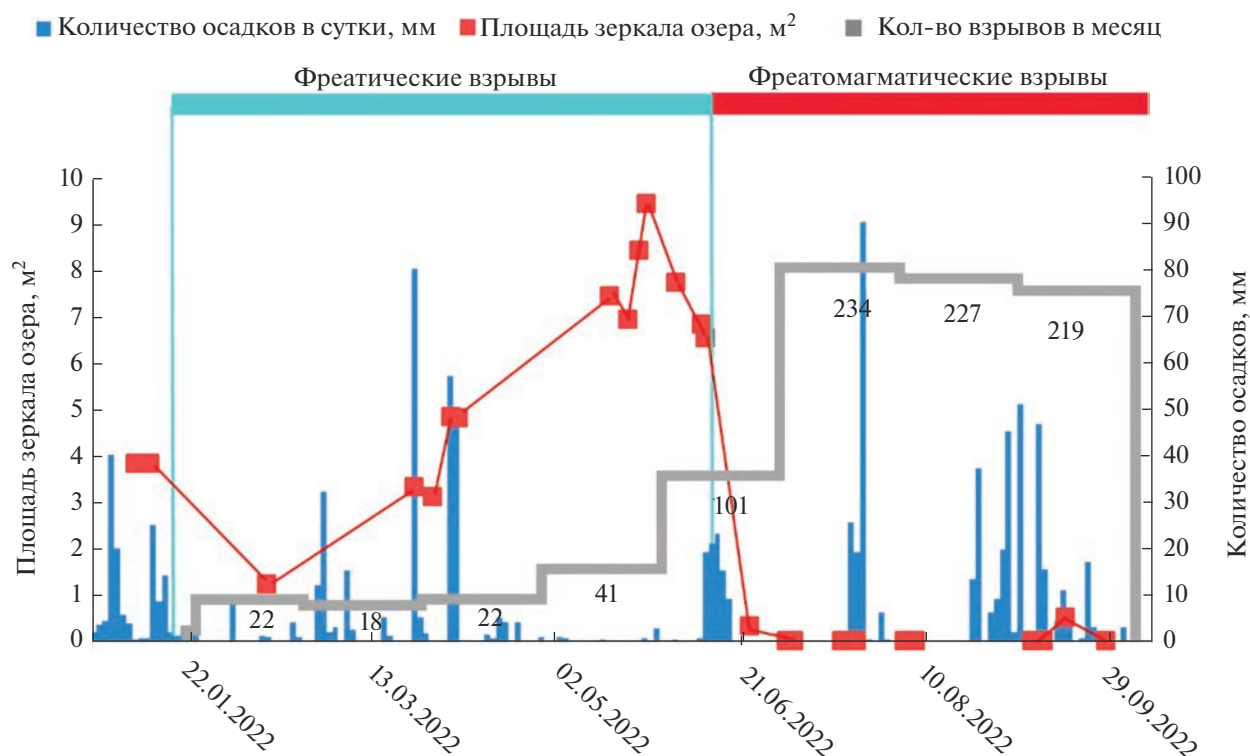


Рис. 4. Диаграмма изменения площади зеркала озера в кратере Корбута, суточных сумм осадков (для высоты 23 м н.у.м., ближайшая метеостанция 32215 “Северо-Курильск”), количества зафиксированных взрывов из кратера Корбута с указанием периодов предполагаемой фреатической и фреатоматматической активности.

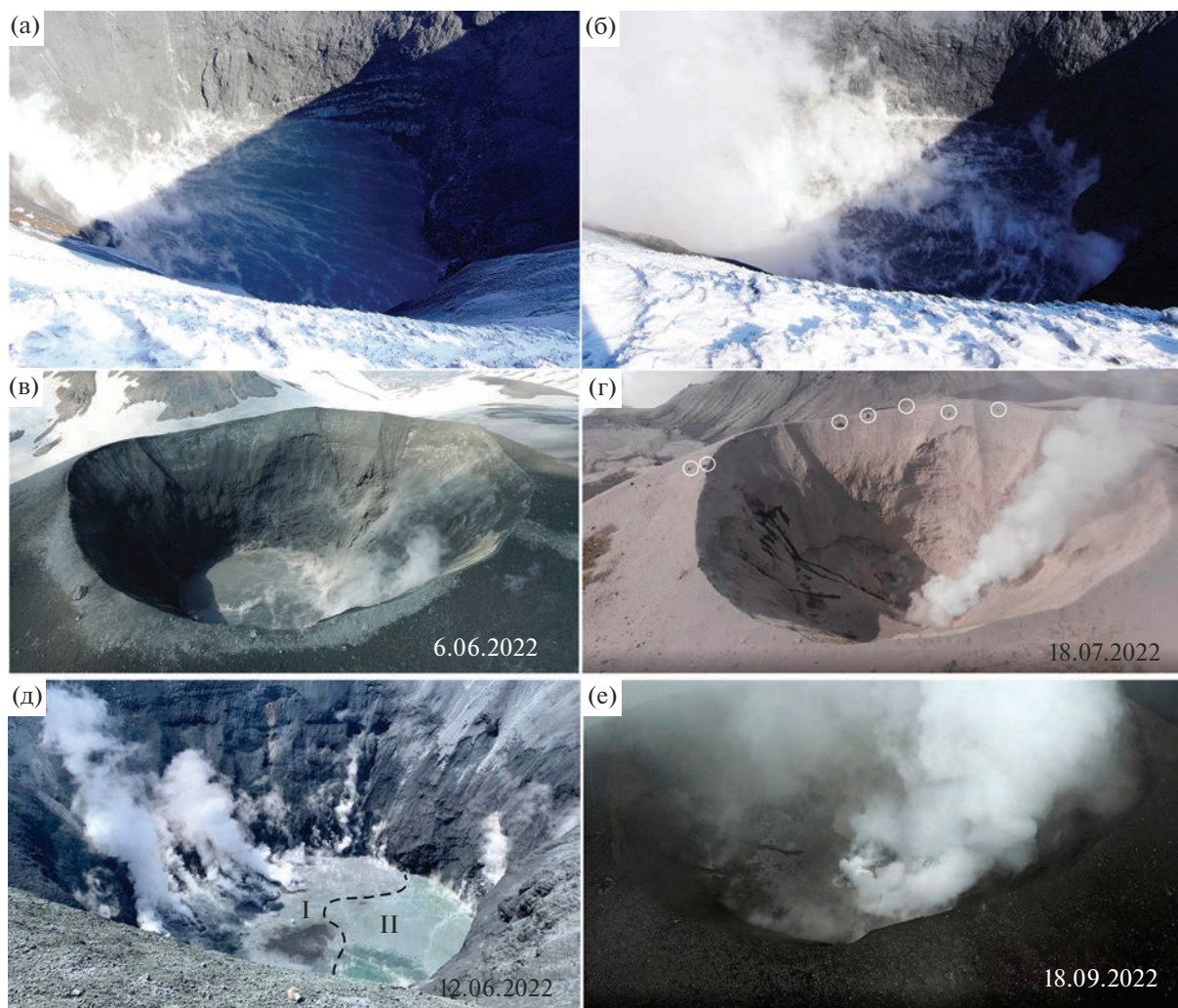


Рис. 5. Изменение размеров озера в КК.

а, б — озеро в кратере Корбута 6 апреля в 9:26 LT перед взрывом (LT = UTC + + 11ч) (а) и в 9:43 LT после взрыва (б); в, г — кратер Корбута 6 июня с озером (в) и 18 июля без озера (г), вид с юга (на бровке кратера 18 июля белыми окружностями очерчены свежие крупные бомбы с поверхностью “хлебной корки”); д — озеро 12 июня (пунктирная линия разделяет мелководный участок (I) и более глубокий участок (II) с подводной разгрузкой фумарол с северной стороны, вид с северо-востока; е — кратер Корбута 18 сентября (сильная фумарольная активность сосредоточена в северо-восточной части дна). Аэроснимки М.Л. Котенко (в, е) и К.А. Петрова (г). Фотосъемка Т.А. Котенко (а, б) и Д.А. Ермолаева (д).

но-белых шапок пара. В более поздних выбросах, которые характеризовались большим объемом и высокой скоростью подъема, цвет пеплового облака стал темно-серым, а образование паровых шапок наблюдалось только для завершающей стадии выброса. Наблюдение отдельных взрывов показало, что на их начальном этапе формировались относительно тонкие струи, направленные под углом к вертикали, и только после этого начинало образовываться массивное облако, постепенно превращающееся в мощный вертикальный плюм. Высота таких выбросов могла достигать 4 км. В основании особенно мощных выбросов формировались приземные пепловые волны (base

surges). Характеристики выбросов позволяют отнести их к вулканскому типу извержений.

С 11 июня увеличилась частота выбросов. Так, 24 июня выбросы наблюдались в среднем каждые 1.5 ч (см. рис. 2г, 2д), высота пепловых облаков составляла 0.4–3.4 км над кратером, длина пепловых шлейфов — более 15 км. 8 июля пауза между взрывами в среднем составляла уже 58 мин, при этом ее длительность менялась от 2 мин до 3.5 ч. В отдельные дни, например, 3 и 8 июля, в течение 30–50 мин после взрывов сохранялись мощные постэруптивные газовые шлейфы с небольшой примесью пепла протяженностью 10–12 км, аналогичные газовым шлейфам после взрывов в

2020–2021 гг. [Котенко и др., 2022]. Измеренная по фото- и видеосъемке начальная скорость газопепловых струй извержений 2022 г. обычно составляла 20–60 м/с, достигая 130–150 м/с только при очень сильных взрывах, выбрасывающих крупные бомбы на расстояние до 0.8 км от жерла.

С 11 июня в кратере Корбута, по данным MIROVA (<https://www.mirovaweb.it>) и KVERT (<http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/van/index?type=3>), стали также устойчиво регистрироваться термальные аномалии.

ОПИСАНИЕ ПРОДУКТОВ ИЗВЕРЖЕНИЯ

Продуктом первых выбросов в кратере Корбута была смесь озерной воды и взвешенной в ней пирокластики. После 14 июня (второй период) выпадение тефры вблизи кратера (0–800 м) зачастую происходило в виде дождя с пеплом, или в форме медленного оседания. Полосы падения в случае оседания имели вид множества изогнутых вертикальных тонких струй. В середине августа в ближней зоне в радиусе до 0.8 км стало происходить выпадение вулканических бомб и баллистических блоков размером до 40 см на максимальном отдалении. 19 августа на удалении до 50 м от бровки кратера были выброшены первые бомбы типа “хлебной корки”.

Гранулометрический состав и морфология частиц

На рис. 6а показано соотношение в массовых долях тонкой и грубой фракций в пробах выброшенного взрывами твердого материала. По соотношению долей разных фракций отчетливо различаются периоды с января до июня (1 период) и с июня по сентябрь (2 период) 2022 г. На рисунке видно, что для первого периода характерна существенная доля фракции >1 мм, которая варьирует от 66 до 17 мас. %, в то время как в твердом материале выбросов второго периода ее доля менее 6 мас. %.

Гранулометрический состав тонких (пепловых) фракций твердого материала для обоих периодов также различается. Распределение по размерам частиц в пеплах первого периода имеет три моды: от 5 до 20 мкм с максимумом 10–15 мкм, от 50 до 90 мкм с максимумом 50–70 мкм и от 100 до 500 мкм с максимумом 250–400 мкм (см. рис. 6б). Преобладают частицы, имеющие размерность от 100 до 500 мкм. Пеплы второго периода также демонстрируют три моды в тех же диапазонах размерности, но увеличивается доля фракции 50–90 мкм, у которой максимум смещается к диапазону 50–60 мкм. Наибольшее число частиц с размерностью 100–500 мкм в пеплах проб второго периода попадает в диапазон 100–200 мкм, а доля более крупных частиц снижается практически до нуля (см. рис. 6в).

Подавляющее число ювенильных частиц в тонкой фракции при исследовании на сканирующем электронном микроскопе методом обратно рассеянных электронов имеют блоковую морфологию по классификации [Wohletz, 1983]. Форма частиц субизометричная или вытянутая. Газовые пузырьки редки и, как правило, не соединяются между собой.

Минеральный и химический состав тефры

Ювенильные частицы представляют собой кристаллы, окруженные стекловатой основной массой или стекловатые обломки с однородным стеклом, в которое погружены микролиты и феннокристаллы плагиоклаза (~80%), ортопироксена и клинопироксена (~15–20% в сумме), магнетита и апатита (<5%) с различной степенью идиоморфизма (рис. 7а, 7б). Доля стекла в таких частицах варьирует в очень широких пределах – от ~50 до 10%. Преобладают частицы, представленные кристаллами и обломками минералов, стекловатые частицы находятся в подчиненном количестве. Ювенильные частицы присутствуют во всех изученных образцах тефры независимо от времени отбора. Доля частиц полностью раскристаллизованных и гидротермально-измененных пород по визуальным оценкам имеет подчиненное значение.

Иногда среди свежего однородного стекла, тон которого в обратно рассеянных электронах нейтральный серый (fg, см. рис. 7), встречается вещество, внешне напоминающее стекло, но имеющее в обратно рассеянных электронах более темный тон (далее, темная основная масса, ag, см. рис. 7в, 7г, 7д). Темная основная масса иногда непосредственно контактирует со свежим стеклом (см. рис. 7д).

В некоторых частицах обособления с темной основной массой имеют округлые очертания и секретионное строение (см. рис. 7г). От более свежей основной массы их отделяет кайма из пустот, вытянутых вдоль границы раздела. Краевая часть выполнена мелкими удлиненными кристаллами, часто ориентированными в сторону центра секретиции. По составу эти кристаллы отвечают санидину (см. рис. 7г, 7д).

В секретионных обособлениях присутствуют кристаллы плагиоклаза и пироксенов, аналогичные тем, которые находятся за их пределами. Часто санидин секретионных обособлений использует плагиоклаз в качестве затравки. Некоторые из кристаллов плагиоклаза частично располагаются в свежем стекле, частично в темной основной массе. Санидин полностью расположен в темной основной массе обособлений и не встречается за их пределами.

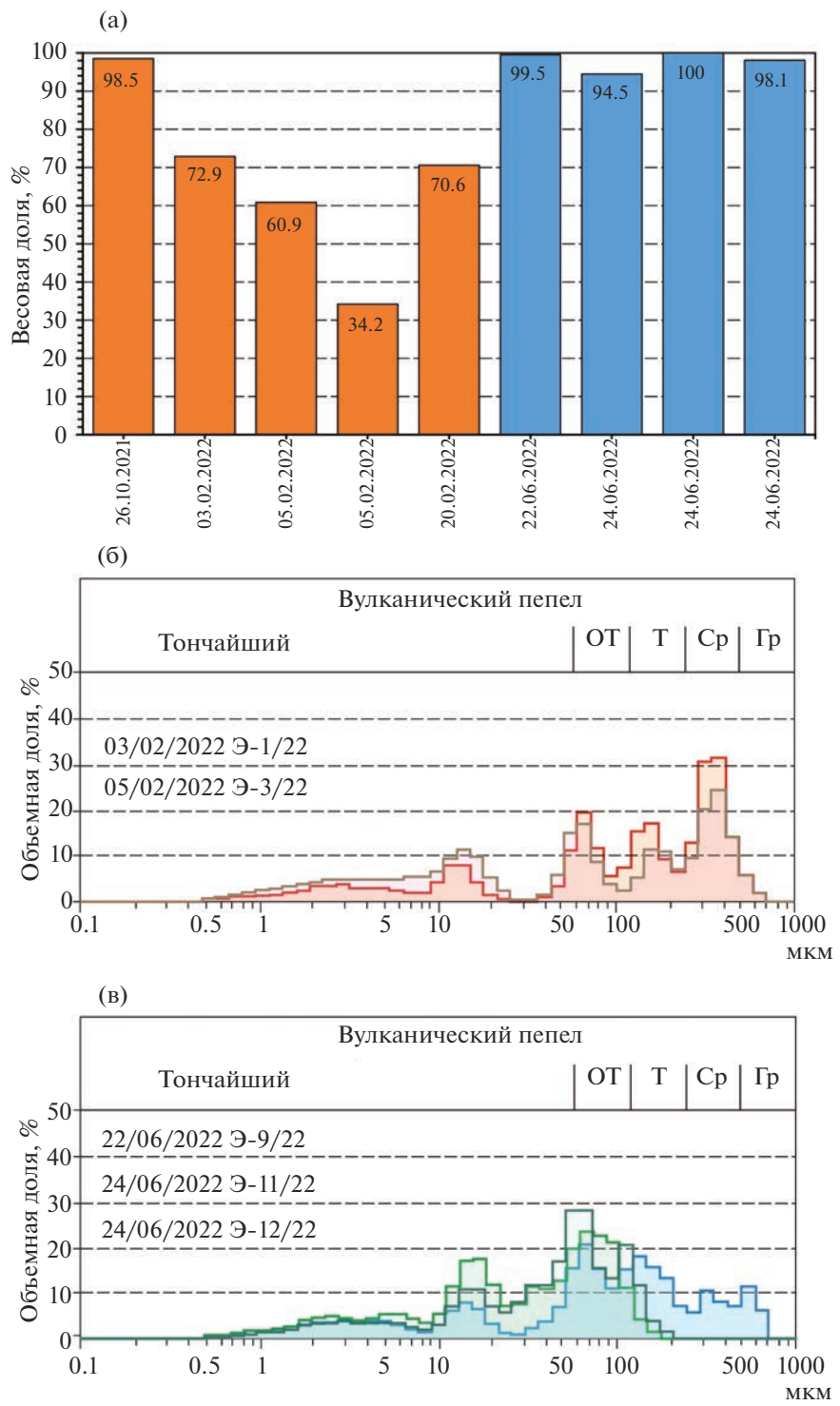


Рис. 6. Гранулометрический состав тефры вулкана Эбеко.
а – весовая доля мелкой фракции (<1 мм) в пеплах конца 2021 г. (оранжевый цвет) и первой половины 2022 г. (синий цвет); б – результаты лазерно-гранулометрического анализа мелкой фракции пеплов первого периода; в – результаты лазерно-гранулометрического анализа пеплов второго периода. Классификация пепла по размерам тонкой фракции, по [Houghton et al., 2015]: Гр – грубый, Ср – средний, Т – тонкий, ОТ – очень тонкий.

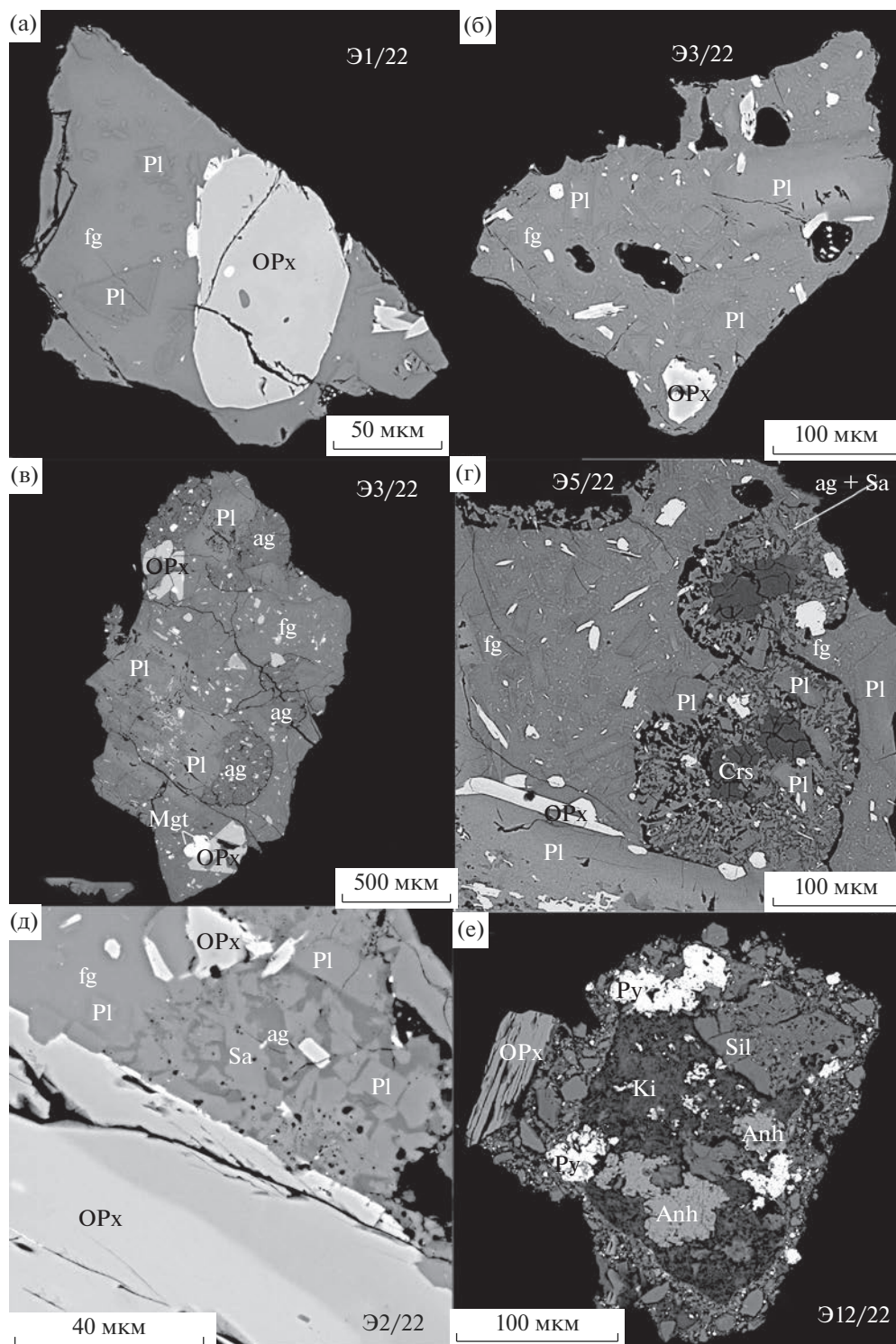


Рис. 7. Структурно-текстурные особенности частиц мелкой фракции тefры извержений 2022 г.

Pl – плагиоклаз, CPx – клинопироксен, OPx – ортопироксен, Sa – санидин, Crs – кристобалит, K1 – каолин, Anh – ангидрит, Py – пирит, fg – свежее стекло, ag – измененное стекло (темная основная масса). Пояснения в тексте.

Таблица 1. Содержания петрогенных компонентов в тефре извержений из кратера Корбута в феврале–июне 2022 г. (мас. %)

Номер образца	Э1/2022	Э1/22	Э2/22	Э3/22	Э5/22	Э11/22	Э12/22
SiO ₂	55.66	56.05	53.51	54.05	55.72	52.78	54.32
TiO ₂	0.67	0.66	0.64	0.65	0.66	0.64	0.62
Al ₂ O ₃	16.52	16.22	16.14	16.24	16.38	16.18	16.16
FeO	8.54	8.65	8.17	8.21	8.19	8.35	8.11
MnO	0.15	0.17	0.13	0.14	0.15	0.13	0.14
MgO	2.96	3.25	2.51	2.83	2.94	2.34	2.73
CaO	6.01	6.27	6.66	6.70	6.47	6.75	6.72
Na ₂ O	2.66	2.63	2.54	2.62	2.65	2.62	2.65
K ₂ O	1.94	1.94	1.89	1.89	1.98	1.86	1.91
P ₂ O ₅	0.19	0.17	0.18	0.18	0.17	0.19	0.17
SO ₃	0.20	0.21	1.52	1.07	0.56	1.26	0.84
ППП	4.42	3.30	6.08	5.45	3.56	6.17	4.82
Сумма	99.91	99.51	99.97	100.03	99.43	99.28	99.19

Примечание. PPP – потери при прокаливании. Даты отбора тефры: Э1/2022 – 22.01.2022; Э1/22 – 03.02.2022; Э2/22 – 05.02.2022; Э3/22 – 05.02.2022; Э5/22 – 20.02.2022; Э11/22 – 24.06.2022; Э12/22 – 24.06.2022.

Центральная часть секретионных обособлений может содержать полость или полости с идиоморфными или ксеноморфными кристаллами α-кристобалита, разбитым трещинами на полигональные блоки (структура “рыбей чешуи”) (см. рис. 7г). Объемная доля полостей в таких обособлениях визуально менее или сопоставима с объемом, занятым кристаллами и самой темной основной массой (см. рис. 7г).

В подчиненном количестве встречаются частицы с полностью раскристаллизованной основной массой, часто содержащие продукты гидротермального изменения (хлорит, пирит и т.п.), и совсем редко частицы, состоящие из минералов гидротермального происхождения (каолинит, пирит, ангидрит, аморфный кремнезем) (см. рис. 7е).

По своему химическому составу пепловый материал выбросов обоих периодов отвечает андезитах, содержания калия в которых имеют пограничное значение между умеренными и высокими (табл. 1, рис. 8а, 8б), и близок к составам лав и вулканических бомб вулканов группы Эбеко (табл. 2, см. рис. 8). Тем не менее, на рис. 8 видно, что составы пеплов незначительно, но систематически смещены в область с более высоким содержанием SiO₂ и низким — щелочных металлов. Таким образом, характер вариаций кремнезема и щелочей в валовых составах пеплов (см. рис. 8, белая стрелка) отличается от линии эволюции магм вулканов группы Эбеко (см. рис. 8, серая стрелка), но пересекается с ней в точке, отвечающей составам бомб, выброшенных из кратера Корбута извержениями 2021 г.

Рентгеноспектральный микроанализ показал, что составы свежих стекол пепловых частиц соответствуют трахириолитам с высоким содержанием калия (табл. 3, см. рис. 8). Составы стекол основной массы вулканических бомб эволюционируют от высококальциевых трахидацитов до трахириолитов при практически неизменной сумме щелочей (см. рис. 8а). Составы свежих стекол в пепловых частицах отвечают наиболее кремнистым стеклам основной массы вулканических бомб. Диаграммы на рис. 8 (а, б, в) демонстрируют, что в составах стекол вулканических бомб по мере увеличения содержания SiO₂ снижается содержание натрия. При этом содержание калия возрастает. Составы стеклоподобного вещества темной основной массы показывают, что оно состоит из практически чистого кремнезема, с существенной примесью глинозема и низкими содержаниями FeO, CaO, Na₂O и K₂O (табл. 4, см. рис. 8). На рис. 8 можно увидеть, что эволюция его составов направлена от свежих стекол в сторону обеднения щелочами и обогащения кремнеземом. Такую же тенденцию имеют и содержания других элементов (см. табл. 4).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Извержение 2022 г. в кратере Корбута началось с относительно слабых выбросов материала со дна кратерного озера, имеющих форму “петушиного хвоста”, типичную для гидровулканических извержений на морском мелководье или в кратерных озерах [Parfitt, Wilson, 2008; Houghton et al., 2015]. Такие выбросы формируются на на-

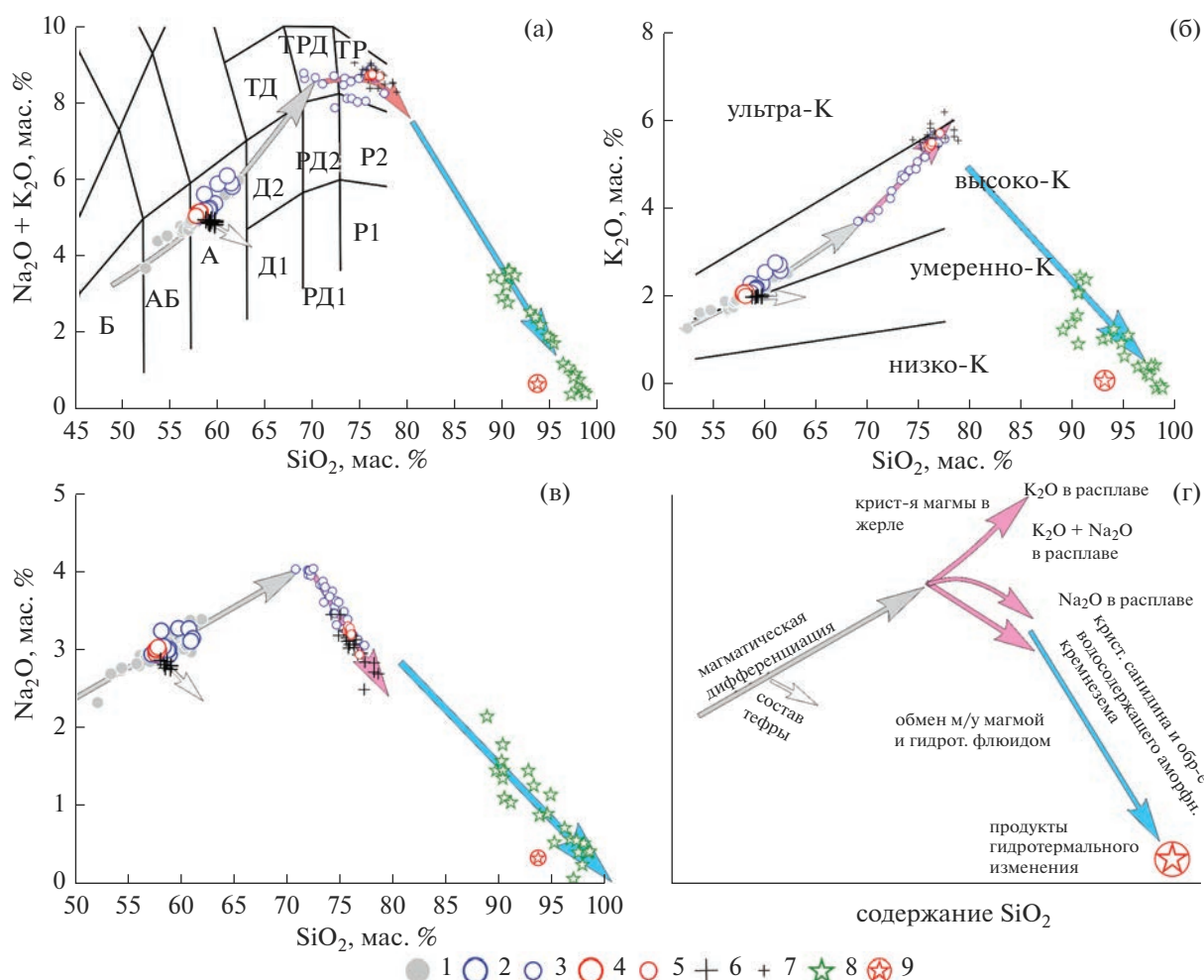


Рис. 8. Составы продуктов извержений вулкана Эбеко.

1 – составы лав вулканов группы Эбеко (по [Panin et al., 2015] и по неопубликованным данным авторов); 2 – составы вулканических бомб 1934–1935 гг.; 3 – составы стекол основной массы вулканических бомб 1934–1935 гг.; 4 – составы вулканических бомб 2021 г.; 5 – составы стекол основной массы 2021 г.; 6 – валовые составы тефры 2022 г.; 7 – составы стекол тефры 2022 г.; 8 – составы стеклоподобного вещества темной основной массы в частицах тефры 2022 г.; 9 – состав кремнистого вещества частиц гидротермального происхождения (см. рис. 7е).

чальных стадиях как фреатических, так и фреато-магматических извержений андезитовых стратовулканов с кратерными озерами, например, фреатомагматическое извержение вулкана Руапеху (Новая Зеландия) в 1995–1996 г. [Nakagawa et al., 1999] и фреатическое в 2007 г. [Kilgour et al., 2010]. Поэтому схожесть морфологии формирующихся эруптивных облаков не позволяет однозначно определить тип извержения только по этому признаку. После того, как озеро в КК было полностью осушено, произошло увеличение количества взрывов (см. рис. 4), их мощности, изменение морфологии формирующихся пепловых облаков. Выбросы приобрели характер эксплозивных извержений вулканического типа. Появление в продуктах извержения бомб типа “хлебная корка” является очевидным признаком вовлече-

ния ювенильного материала и превращения извержения во фреато-магматическое.

Наши наблюдения показали, что выбросы из КК в первый период с января по июнь 2022 г. выносили более грубый материал, преобладающая размерность которого отвечала средне- и крупнозернистому пеплу, по [White, Houghton, 2006]. При переходе ко второму периоду развития эруптивной активности, начиная с июня, произошло изменение гранулометрического состава – он стал более тонкозернистым. Мы связываем такое изменение размерности с различной интенсивностью эксплозивных событий. Не исключено, что более грубый материал первого периода состоял в большей степени из частиц озерного осадка, содержащего помимо пепла продукты разрушения крупных обломков и бомб предыдущих выбросов, падавших непосредственно в кратер.

Таблица 2. Содержание петрогенных элементов в продуктах извержений вулканов группы Эбеко (мас. %)

Номер образца	ПР17-04	ПР17-01	ПР17-02	ПР17-03	ПР17-05	Э11/21	Э13/21	Э14/21	ПР21-12	ПР21-15а	ПР21-16а	ПР21-16б	ПР21-13	ПР21-18	ПР-40*	ПР-60*			
	вулкан Эбеко								вулкан Эбеко										
Вулкан	Бомбы извержения 1934—1935 гг.					Бомбы, август 2021 г.			Средний кратер	Южный кратер							Северный кратер		
	Лавы голоценовых извержений																		
SiO ₂	55.92	58.28	59.52	56.86	57.68	56.94	56.81	56.81	59.56	59.44	59.81	56.06	54.82	53.29	52.93	53.94			
TiO ₂	0.68	0.67	0.62	0.68	0.65	0.69	0.68	0.68	0.65	0.64	0.64	0.72	0.72	0.74	0.77	0.73			
Al ₂ O ₃	16.90	16.61	16.40	16.89	16.16	16.86	17.00	17.01	15.58	16.10	15.41	16.72	16.98	16.87	17.91	17.72			
FeO	9.68	8.28	7.83	9.40	9.35	9.34	9.31	9.18	8.72	8.54	8.80	9.82	9.95	10.82	10.70	10.36			
MnO	0.18	0.16	0.15	0.17	0.17	0.18	0.17	0.17	0.16	0.17	0.16	0.18	0.18	0.19	0.19	0.19			
MgO	3.10	2.75	2.50	3.13	3.05	3.22	3.17	3.09	2.78	2.69	2.82	3.33	3.59	4.24	4.25	4.00			
CaO	7.18	5.92	5.71	7.32	6.66	7.50	7.42	7.39	6.12	6.28	5.84	7.67	8.25	8.51	9.12	8.74			
Na ₂ O	2.89	3.22	3.22	2.91	2.90	2.94	2.98	2.98	3.04	3.01	2.94	2.91	2.79	2.70	2.69	2.76			
K ₂ O	2.10	2.55	2.78	2.08	2.23	2.13	2.10	2.12	2.45	2.46	2.61	1.97	1.92	1.73	1.69	1.75			
P ₂ O ₅	0.19	0.12	0.19	0.19	0.17	0.18	0.19	0.19	0.17	0.17	0.16	0.18	0.20	0.21	0.20	0.20			
ППП	0.41	0.76	0.33	0.00	0.33	0.00	0.00	0.00	0.38	0.20	0.60	0.14	-0.17	-0.11	-0.14	-0.15			
Сумма	99.24	99.31	99.26	99.64	99.36	99.97	99.84	99.62	99.61	99.69	99.78	99.68	99.23	99.20	100.32	100.24			
Номер образца	ПР21-08	ПР21-09	ПР21-10	ПР-30*	ПР-32*	ПР-34л*	ПР-39*	ПР-66А*	ПР21-01	ПР21-02	ПР21-03	ПР21-04	ПР21-06	ПР22-11	ПР22-13	ПР21-11			
Вулкан	вулкан Эбеко								**	Незамет- ный	Неожиданный		Крашенинникова						
	лавы и дайки плейстоценового возраста								жерло	лавы									
SiO ₂	59.07	54.90	57.18	58.32	61.35	59.90	60.33	56.46	55.49	54.83	57.98	57.48	56.49	58.61	55.34	58.44			
TiO ₂	0.61	0.70	0.81	0.60	0.53	0.60	0.57	0.64	0.73	0.68	0.64	0.63	0.65	0.64	0.69	0.63			
Al ₂ O ₃	15.63	17.05	16.89	16.56	16.58	16.46	16.77	17.53	16.45	16.99	16.52	16.36	16.90	16.56	17.44	16.69			
FeO	8.21	10.48	8.45	8.30	7.30	8.31	7.82	9.58	9.68	10.09	9.10	9.00	9.20	8.64	9.81	8.75			
MnO	0.16	0.18	0.14	0.16	0.16	0.16	0.21	0.18	0.18	0.18	0.18	0.17	0.17	0.18	0.18	0.17			
MgO	3.66	3.56	2.86	3.70	2.32	2.74	2.54	3.51	3.29	3.71	3.14	3.06	3.23	2.92	3.54	2.96			
CaO	6.27	7.30	5.73	6.98	5.59	6.10	5.80	7.37	7.70	7.84	6.71	6.62	7.31	6.63	7.86	6.86			
Na ₂ O	3.02	2.88	3.15	3.08	3.38	3.04	3.36	2.95	2.80	2.75	2.95	2.96	2.92	3.04	2.81	2.94			
K ₂ O	2.40	1.74	2.17	2.19	2.56	2.52	2.47	1.97	1.92	1.80	2.19	2.12	2.03	2.24	1.78	2.27			
P ₂ O ₅	0.11	0.23	0.25	0.19	0.18	0.17	0.20	0.18	0.18	0.19	0.19	0.18	0.16	0.18	0.15	0.18			
ППП	0.65	0.50	1.64	0.17	0.20	0.00	-0.17	-0.23	0.93	0.10	0.11	0.53	0.14	0.00	0.20	0.07			
Сумма	99.78	99.53	99.28	100.26	100.14	100.01	99.90	100.14	99.34	99.17	99.70	99.12	99.20	99.63	99.80	99.96			

Примечание. * – данные по [Rapin et al., 2015], ** – безымный вулканический аппарат плейстоценового возраста в 0.5 км на северо-восток от вулкана Неожиданный. Вулкан Крашенинникова не входит в группу Эбеко, но относится к хребту Вернадского.

Таблица 3. Представительные электронно-зондовые анализы свежего стекла частиц тефры извержений из кратера Корбута в январе–июне 2022 г. (мас. %)

Образец	Э1/22			Э3/22				Э5/22	
	1	2	3	1	2	3	4	1	2
SiO ₂	76.40	73.88	74.86	76.80	77.80	76.13	75.14	75.25	74.38
TiO ₂	0.40	0.48	0.47	0.34	0.43	0.48	0.45	0.48	0.49
Al ₂ O ₃	11.72	12.39	11.70	11.55	10.96	11.38	12.68	11.85	12.29
FeO	1.55	2.35	2.03	1.49	1.45	1.68	1.89	2.29	2.29
MgO	0.00	0.10	0.08	0.03	0.00	0.00	0.00	0.25	0.00
CaO	0.23	0.91	0.63	0.72	0.41	0.51	0.78	0.85	0.96
Na ₂ O	2.48	3.16	3.04	2.84	2.83	2.94	3.25	3.11	3.44
K ₂ O	6.16	5.48	5.89	5.61	5.64	5.72	5.59	5.47	5.37
Cl	0.08	0.23	0.21	0.14	0.27	0.23	0.15	0.18	0.21
Сумма	99.01	98.98	98.91	99.50	99.80	99.08	99.93	99.73	99.43

Образец	Э5/22			Э12/22					
	3	4	5	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	78.26	77.74	76.76	76.00	75.20	75.87	75.85	75.97	75.06
TiO ₂	0.36	0.44	0.42	0.47	0.44	0.37	0.41	0.43	0.44
Al ₂ O ₃	10.78	11.05	12.02	11.81	11.92	11.86	12.37	11.66	11.97
FeO	1.51	1.38	1.95	1.91	2.02	1.95	1.81	1.87	2.01
MgO	0.00	0.00	0.00	0.08	0.12	0.11	0.07	0.07	0.09
CaO	0.44	0.37	0.64	0.62	0.80	0.72	0.94	0.54	0.75
Na ₂ O	2.70	2.72	2.96	3.03	3.10	3.18	3.25	3.13	3.17
K ₂ O	5.56	5.79	5.46	5.71	5.48	5.62	5.46	5.70	5.52
Cl	0.20	0.28	0.19	0.22	0.25	0.20	0.22	0.27	0.22
Сумма	99.81	99.76	100.39	99.87	99.34	99.89	100.38	99.64	99.23

Небольшая мощность ранних взрывов не привела к тонкой фрагментации этого материала. Учитывая это, а также характер и размеры формирующихся при эксплозиях первого периода облаков, мы полагаем, что эти извержения связаны с взаимодействием озерных вод с разогревающимися породами жерла и, таким образом, должны быть отнесены к извержениям фреатического типа. Обилие ювенильных обломков в продуктах первого периода, тем не менее, не позволяет полностью исключить участие в них магматического материала. Принимая во внимание длительный характер текущей эруптивной активности вулкана, сами ювенильные частицы могут быть как продуктом фрагментации близповерхностных порций свежей магмы, так и продуктов затвердевания более ранних порций.

Доминирующая размерность частиц пирокластики второго периода отвечает очень тонкому и тончайшему пеплу, по [White, Houghton, 2006]. Согласно работе [Wohletz, 1983] это свидетельствует в пользу фреатомагматического механизма

фрагментации магмы. Это хорошо согласуется с увеличением мощности эксплозий и тем, что кратерное озеро в этот период было осушено.

Результаты исследования химического состава пеплов вулкана Эбеко в 2022 г. показывают, что он относится к умеренно-высококалиевым андезитам известково-щелочного ряда, близок к составам вулканических бомб, выброшенных из КК в 2021 г. (см. рис. 8), и согласуется с данными по составу пирокластического материала 2019 г., представленными в работе [Belousov et al., 2021]. Это подтверждает сделанный вывод о доминировании в тефре ювенильного материала. Небольшое, но систематическое, отклонение валовых составов тефры от линии магматической дифференциации (см. рис. 8) в сторону обогащения кремнеземом и обеднения другими компонентами можно объяснить как небольшой примесью частиц гидротермально-измененных пород, так и наличием продуктов взаимодействия свежей магмы с флюидами гидротермальной системы вулкана, рассуждения о котором будут даны ниже.

Таблица 4. Представительные электронно-зондовые анализы стекла темной основной массы частиц тефры извержений из кратера Корбута в январе–июне 2022 г. (мас. %)

Образец	Э2/22	Э2/22	Э2/22	Э3/22	Э3/22	Э3/22	Э5/22	Э5/22	Э5/22	Э5/22	Э5/22
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	4	5
SiO ₂	91.95	90.74	89.62	86.26	98.43	90.54	93.64	97.53	97.98	94.88	93.08
TiO ₂	0.20	0.18	0.12	0.12	0.10	0.17	0.27	0.15	0.13	0.12	0.23
Al ₂ O ₃	4.35	5.75	5.71	7.05	1.28	5.39	3.23	1.06	1.28	2.72	3.51
FeO	0.51	0.37	0.28	0.23	0.13	0.26	0.53	0.17	0.23	0.30	0.42
MnO	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо
MgO	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо
CaO	0.29	0.61	0.41	0.25	0.00	0.22	0.17	0.00	0.00	0.14	0.17
Na ₂ O	1.13	1.81	1.58	1.42	0.54	1.47	0.53	0.26	0.42	1.16	1.27
K ₂ O	0.90	1.00	1.64	3.51	0.00	2.18	1.45	0.52	0.52	0.72	1.14
SO ₃	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо
Cl	нпо	нпо	нпо	0.07	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо
Сумма	99.33	100.46	99.34	98.90	100.48	100.22	99.82	99.68	100.57	100.04	99.84
Образец	Э5/22	Э5/22	Э5/22	Э5/22	Э5/22	Э5/22	Э5/22	Э5/22	Э5/22	Э5/22	Э5/22
	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	89.70	95.99	94.79	96.83	94.97	98.88	90.05	98.56	90.55	96.75	94.28
TiO ₂	0.25	0.25	0.20	0.18	0.17	0.15	0.13	0.17	0.17	0.12	0.15
Al ₂ O ₃	5.10	2.06	2.85	2.08	3.17	0.89	5.18	0.87	5.39	1.55	3.47
FeO	0.49	0.22	0.33	0.23	0.12	0.13	0.18	0.00	0.49	0.21	0.26
MnO	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо
MgO	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо
CaO	0.31	0.11	0.18	0.11	0.11	0.00	0.39	0.00	0.27	0.00	0.15
Na ₂ O	1.36	0.73	1.04	0.08	0.92	0.42	1.11	0.43	1.58	0.57	0.90
K ₂ O	2.12	0.48	0.98	0.33	1.02	0.07	2.51	0.00	1.90	0.28	1.33
SO ₃	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо
Cl	нпо	нпо	0.27	0.07	нпо	нпо	нпо	нпо	0.26	нпо	нпо
Сумма	99.33	99.84	100.65	100.62	100.48	100.54	99.54	100.03	100.61	99.49	100.55

Примечание. нпо – ниже пределов обнаружения.

Взаимосвязь магматических продуктов текущей эруптивной активности с предыдущими периодами можно установить, сопоставив составы свежих стекол в продуктах извержений. Для этой цели сравним составы стекол тефры и основной массы вулканических бомб 2021–2022 гг. со стеклом основной массы бомб 1934–1935 гг. На рис. 8 видно, что составы свежего стекла частиц тефры и основной массы бомб 2021 г. близки друг к другу и отвечают наиболее кремнистым стеклам бомб 1934–1935 гг., что, вероятно, отражает эволюцию составов расплава при кристаллизации малоуглубленного очага, питающего извержения вулкана Эбеко. Эта эволюция привела к обогащению расплава калием и обеднению натрием (см. рис. 8г, розовые стрелки), которые можно объяснить кристаллизацией парагенезиса плагиоклаза, клино- и ортоприоксена с возрастающей долей плагиоклаза, у которого, возможно, уменьшается содержание Са. Состав расплава магмы, принимающей участие в извержениях текущего этапа эруптивной активности, высококремнистый, трахириолитовый. Это заключение согласуется с данными по составам стекол пирокластики 2019 г. [Ve-

lousov et al., 2021]. Опираясь на соотношение содержания K₂O в стекле бомб 2021 г., содержания расплава в магме можно оценить примерно в 40 мас. %, что согласуется с визуальными оценками доли стекла в ювенильных частицах тефры 2022 г. Такая магма должна обладать высокой вязкостью, низкой подвижностью и относительно низкими температурами.

Составы стеклоподобного вещества темной основной массы резко отличаются от свежего стекла обогащением кремнеземом и обеднением всеми остальными элементами. Они демонстрируют, что помимо кристаллизации минералов в магме происходят другие процессы, приводящие к изменениям в составе расплава. Тесная взаимосвязь темной основной массы с пористыми и кавернозными участками пепловых частиц заставляет предположить, что эти процессы связаны с взаимодействием расплава с флюидной фазой. Незначительное количество газовых пузырьков в частицах тефры и высокие суммы микронзондовых анализов стекол говорит о низком содержании магматических летучих компонентов. Кроме того, как правило, такие пузырьки имеют хорошо

выраженную округлую форму и не содержат минерализации, что свидетельствует о низкой концентрации растворенных солей в магматическом газе и отсутствии реакционных взаимоотношений между газом и расплавом. Это заставляет предполагать, что причиной образования высококремнистых участков с темной основной массой является взаимодействие свежей магмы с резко неравновесным с ней флюидом. С нашей точки зрения таким флюидом может быть флюид гидротермальной системы, функционирующей под вулканом Эбеко [Белоусов и др., 2002; Рычагов и др., 2004; Kalacheva et al., 2015] или флюид, просачивающийся из кратерного озера.

В округлых обособлениях, содержащих санидин, кристобалит и темную основную массу, часто наблюдаются ненарушенные кристаллы плагиоклаза и пироксена, идентичные кристаллам, заключенным в свежем стекле (см. рис. 7г). Некоторые из них могут находиться одновременно в свежем стекле и темной основной массе. Это говорит в пользу того, что флюид проникал в магматическое тело не по трещинам. В противном случае кристаллы магматических минералов были бы расколоты. Округлая форма обособлений предполагает, что исходное вещество имело форму пузырька или капли, сосуществующей с расплавом. В ходе своих перемещений в расплаве оно могло захватить и магматические минералы.

Образование санидина в изученных образцах происходило только в присутствии гипотетической флюидной фазы и связано тем, что в исходном силикатном расплаве содержится достаточное количество калия и алюминия. Это довольно типично для продуктов молодого вулканизма и свидетельствует о взаимодействии силикатного вещества с водными флюидами или фумарольными газами при высоких температурах [Ganino et al., 2019; Shchipalkina et al., 2020]. Благодаря кристаллизации санидина вещество основной массы теряет калий, алюминий и отчасти натрий (см. рис. 8, синяя стрелка). Вероятно, заключенный в обособлении флюид также экстрагировал из расплава натрий, другие компоненты и мог содержать некоторое количество кремнезема. Именно это способствовало обеднению вещества темной основной массы всеми элементами кроме SiO_2 и образованию кристобалита уже из самой флюидной фазы в полостях обособлений на самых поздних стадиях. Принимая во внимание кремнекислый состав и более высокую, по сравнению со свежим стеклом, трещиноватость стеклоподобного вещества темной основной массы (см. рис. 7д), можно предположить, что оно изначально содержало большое количество воды и могло соответствовать гелю кремнезема.

Кристаллы кристобалита (см. рис. 7г), приуроченные к полостям, и относящиеся к низкотем-

пературной α -модификации, разбиты трещинами типа “рыбьей чешуи” и имеют облик, типичный для пород экструзивных куполов кислого состава [Horwell et al., 2013; Иванова и др., 2018]. Известно, что такой кристобалит образуется из газовой фазы при температурах, превышающих температуру фазового перехода из α в β -кристобалит $\sim 240^\circ\text{C}$ [Horwell et al., 2013].

Таким образом, полученные данные позволяют предположить, что в области, где происходит фрагментация магмы, имеет место активное взаимодействие ее с неким флюидом. Природа этого флюида нам пока достоверно не известна. Однако, принимая во внимание низкую пористость стекловатых частиц и их блоковую морфологию, мы можем утверждать, что причиной фрагментации магмы не является расширение магматических газов. Блоковая морфология частиц типична для фреатической и фреатомагматической фрагментации [Wohletz et al., 2013]. Существенно кремнекислый характер составов вещества, заполняющего обособления с темной основной массой, санидином и кристобалитом, говорит о том, что флюид имел кислую реакцию [Hedenquist et al., 1994; Lowenstern et al., 2018] и, вероятно, его происхождение связано с гидротермальной системой вулкана Эбеко. Взаимодействие такого флюида с силикатным магматическим веществом могло способствовать образованию обособлений, содержащих водосодержащий аморфный кремнезем.

Обособления с темной основной массой установлены только в пепловых частицах. В основной массе вулканических бомб они не обнаружены. Это позволяет предположить, что тонкая фрагментация будет характерна для тех участков магмы в жерле, которые обогащены продуктами взаимодействия расплава с флюидом гидротермальной системы, вероятно, содержащими гидратированный аморфный кремнезем. Его дегидратация в многочисленных обособлениях при вторичном разогреве или обновлении магмы будет способствовать развитию фреатомагматических взрывов даже в условиях, когда отсутствует подток к жерлу грунтовых, талых вод или воды из кратерного озера. Уточнение деталей и масштаба этого процесса требует дальнейших исследований и будет предметом последующих публикаций.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые за историю наблюдения за эруптивной активностью вулкана Эбеко получены данные о характере его активности на завершающей стадии магматического извержения и его продуктах. В короткий период покоя чашеобразная форма кратера, высокая фумарольная разгрузка в кратере Корбута и значительные метеорные осадки способствовали накоплению термальных кис-

лых вод над вулканическим жерлом в виде нового кратерного озера. Просачивание озерных вод вглубь жерла по трещинам и контакт экзогенной воды с остывающей магмой, в свою очередь, привели к возобновлению взрывной активности в виде слабых фреатических выбросов в январе 2022 г. Морфология и размеры формировавшихся при эксплозиях первого периода облаков, преобладание пепла средне- и крупнозернистой размерности позволяют отнести их к фреатическому типу. Многочисленные ювенильные частицы в тefре этого периода могут быть как продуктом фрагментации свежей магмы, так и продуктом затвердевания более ранних порций.

В дальнейшем произошло нарастание интенсивности фреатических выбросов, а затем изменение стиля извержения на взрывы вулканического типа. Характер и сила эксплозий, уменьшение размерности пепла второго периода (преобладание тонкого и тончайшего), появление бом с поверхностью типа “хлебной корки” свидетельствуют в пользу фреатомагматического механизма фрагментации магмы. Петрографические и минералого-геохимические исследования тefры обоих периодов показали не только наличие в ней ювенильного материала, но и наличие взаимодействия между магмой и флюидом, источником которого может быть гидротермальная система вулкана Эбеко. Такое взаимодействие приводит к обеднению магмы щелочными металлами и обогащению ее кремнеземом, образованию обособлений аморфного водосодержащего кремнезема, дегидратация которого также может рассматриваться как одна из причин регулярного возобновления фреатомагматических извержений.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят Л.В. Котенко (ИВиС ДВО РАН) и Т.В. Смирнову (ИГМ СО РАН) за постоянное участие и активную помощь в отборе материалов и проведении исследований непосредственно на вулкане Эбеко. Большую помощь в проведении микроаналитических исследований оказал заведующий Лабораторией рентгеноспектральных методов анализа ИГМ СО РАН к. г.-м. н. Н.С. Карманов. Авторы благодарят рецензентов за конструктивную критику и ценные замечания, позволившие значительно улучшить статью.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Вулканологическая часть работы выполнена в рамках НИР ИВиС ДВО РАН тема № FWEW-2019-0001 “Комплексное исследование крупных уникальных геотермальных систем, источники тепла и металлоносных флюидов”. Минералого-геохимические и петрографические исследования проводились в рамках гранта РНФ 20-17-00075.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Башарина Л.А., Храмова Г.Г. Состояние вулкана Эбеко в 1966–1967 гг. // Бюлл. вулканол. станций. 1971. № 47. С. 44–51.
- Белоусов В.И., Рычагов С.Н., Сугробов В.М. Северо-Парамуширская гидротермально-магматическая система: геологическое строение, концептуальная модель, геотермальные ресурсы // Вулканология и сейсмология. 2002. № 1. С. 34–50.
- Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 288 с.
- Гущенко И.И. Извержения вулканов Мира. Каталог. М.: Наука, 1974. 474 с.
- Иванова Д.А., Щербаков В.Д., Плечов П.Ю. и др. Кристобалит в экструзивных породах вулкана Безымянный // Новые данные о минералах. 2018. Т. 52. Вып. 2. С. 51–59.
<https://doi.org/10.25993/FM.2018.52.23628>
- Кирсанов И.Т., Серафимова Е.К., Сидоров С.С. и др. Извержение вулкана Эбеко в марте–апреле 1963 г. // Бюлл. вулканол. станций. 1964. № 36. С. 66–72.
- Козлов Д.Н. Кратерные озера Курильских островов. Южно-Сахалинск: Сахалинский областной краеведческий музей, ИМГиГ ДВО РАН, 2015. 112 с.
- Котенко Т.А., Котенко Л.В. Новое озеро в кратере Корбута вулкана Эбеко (о. Парамушир, Курильские острова) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2022. № 1. Вып. 53. С. 5–11.
<https://doi.org/10.31431/1816-5524-2022-1-53-5-11>
- Котенко Т.А., Котенко Л.В., Сандимирова Е.И. и др. Извержение вулкана Эбеко в январе–июне 2009 г. (о. Парамушир, Курильские острова) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2010. № 1. Вып. 15. С. 56–68.
- Котенко Т.А., Котенко Л.В., Сандимирова Е.И. и др. Эруптивная активность вулкана Эбеко (о. Парамушир) в 2010–2011 гг. // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2012. № 1. Вып. 19. С. 160–167.
- Котенко Т.А., Мельников Д.В., Тарасов К.В. Газовая эмиссия вулкана Эбеко (Курильские острова) в 2003–2021 гг.: геохимия, потоки и индикаторы активности // Вулканология и сейсмология. 2022. № 4. С. 31–46.
<https://doi.org/10.31857/S0203030622040058>
- Котенко Т.А., Сандимирова Е.И., Котенко Л.В. Извержение вулкана Эбеко (о. Парамушир) в 2018 г. // Материалы XXII региональной научной конференции “Вулканизм и связанные с ним процессы”, посвященной Дню вулканолога, 28–29 марта 2019 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2019. С. 82–85.
- Мелекесцев И.В., Двигало В.Н., Кирьянов В.Ю. и др. Вулкан Эбеко (Курильские о-ва): история эруптивной активности и будущая вулканическая опасность. Ч. 1 // Вулканология и сейсмология. 1993а. № 3. С. 69–81.
- Мелекесцев И.В., Двигало В.Н., Кирьянов В.Ю. и др. Вулкан Эбеко (Курильские о-ва): история эруптивной активности и будущая вулканическая опасность. Ч. 2 // Вулканология и сейсмология. 1993б. № 4. С. 24–42.
- Мельников Д.В., Ушаков С.В., Гирина О.А. и др. Формирование новых озер в Активной воронке Мутновского вулкана и кратера вулкана Райкоке // Материалы XXIII ежегодной научной конференции, посвященной Дню вулканолога “Вулканизм и связанные с ним

процессы". Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2020. С. 42–44.

Нехорошев А.С. Геотермические условия и тепловой поток вулкана Эбеко на о-ве Парамушир // Бюлл. вулканол. станций. 1960. № 29. С. 38–46.

Новейший и современный вулканизм на территории России / Отв. ред. Н.П. Лаверов. М: Наука, 2005. 604 с. Опыт комплексного исследования района современного и новейшего вулканизма (на примере хр. Вернадского, о. Парамушир) // Тр. СахКНИИ. 1966. Вып. 16. 208 с.

Рычагов С.Н., Пушкарев В.Г., Белоусов В.И. и др. Северо-Курильское геотермальное месторождение: геологическое строение и перспективы использования // Вулканология и сейсмология. 2004. № 2. С. 56–72.

Скрипко К.А., Филькова Е.М., Храмова Г.Г. Состояние вулкана Эбеко летом 1965 г. // Бюлл. вулканол. станций. 1966. № 42. С. 42–55.

Федотов С.А. Оценки выноса тепла и пирокластики вулканическими извержениями и фумаролами по высоте их струй и облаков // Вулканология и сейсмология. 1982. № 4. С. 3–28.

Alvarado G.E., Mele D., Dellino P. et al. Are the ashes from the latest eruptions (2010–2016) at Turrialba volcano related to phreatic or phreatomagmatic events? // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 2016. V. 327. P. 407–415. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.09.003>

Barberi F., Bertagnini A., Landi P., Principe C. A review on phreatic eruptions and their precursors // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1992. V. 52. P. 231–246. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(92\)90046-G](https://doi.org/10.1016/0377-0273(92)90046-G)

Belousov A., Belousova M., Auer A. et al. Mechanism of the historical and the ongoing Vulcanian eruptions of Ebeko volcano, Northern Kuriles // Bull. Volcanol. 2021. V. 83. № 4. <https://doi.org/10.1007/s00445-020-01426-z>

Christenson B.W., Reyes A.G., Young R. et al. Cyclic processes and factors leading to phreatic eruption events: insights from the 25 September 2007 eruption through Ruapehu crater lake, New Zealand // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 2010. V. 191. P. 15–32. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.01.008>

Ganino C., Libourel G., Bernard A. Fumarolic incrustations at Kudryavy volcano (Kamchatka) as a guideline for high-temperature (>850°C) extinct hydrothermal systems // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2019. V. 376. P. 75–85. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.03.020>

Hedenquist J.W., Aoki M., Shinohara S. Flux of volatiles and ore-forming metals from the magma-hydrothermal system of Satsuma Iwojima volcano // Geology. 1994. V. 22. P. 585–588.

Hochstein M.P., Bromley C.J. Steam cloud characteristics and heat output of fumaroles // Geothermics. 2001. V. 30. P. 547–559.

Horwell C.J., Williamson B.J., Llewellyn W. et al. The nature and formation of cristobalite at Soufriere Hills volcano, Montserrat: implication for the petrology and stability of silicic lava domes // Bull. Volcanol. 2013. V. 75. № 696. P. 2–19. <https://doi.org/10.1007/s00445-013-0696-3>

Houghton B., White D.L., Van Eaton A.R. Phreatomagmatic and related eruption styles // Encyclopedia of volcanoes / Ed. H. Sigurdsson. Elsevier, 2015. P. 537–552. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00030-4>

Kalacheva E., Taran Yu., Kotenko T. et al. Volcano-hydrothermal system of Ebeko volcano, Paramushir, Kuril Islands: Geochemistry and solute fluxes of magmatic chlorine and sulfur // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 2015. V. 310. P. 118–131. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.11.006>

Kilgour G., Manville V., Della Pasqua F. et al. The 25 September 2007 eruption of Mount Ruapehu, New Zealand: Directed ballistics, surtseyan jets, and ice-slurry lahars // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2010. V. 191. P. 1–14. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.10.015>

Lowenstern J.B., van Hinsberg, V., Berlo K. et al. Opal-A in glassy pumice, acid alteration, and the 1817 phreatomagmatic eruption at Kawah Ijen (Java), Indonesia // Frontiers in Earth Science. 2018. V. 6. № 11. <https://doi.org/10.3389/feart.2018.00011>

Mastin L.G., Witter J.B. The hazards of eruptions through lakes and seawater // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 2000. V. 97. P. 195–214.

Morrissey M., Zimanowsky B., Wohletz K., Buettner R. Phreatomagmatic fragmentation // Encyclopedia of volcanoes / Ed. H. Sigurdsson. Academic Press, 1999. P. 431–445.

Nakagawa M., Wada K., Thordarson T. et al. Petrological investigations of the 1995 and 1996 eruptions of Ruapehu volcano, New Zealand: formation of discrete and small magma pockets and their intermittent discharge // Bull. Volcanol. 1999. V. 61. P. 15–31.

Németh K., Kósik S. Review of explosive hydrovolcanism // Geosciences. 2020. V. 10(2). P. 44. <https://doi.org/10.3390/geosciences10020044>

Parfitt E.A., Wilson L. Fundamentals of physical volcanology. Blackwell Publishing, 2008. 230 p.

Panin G.L., Gora M.P., Bortnikova S.P., Shevko E.P. Subsurface structure of the northeastern fumarole field of the Ebeko volcano (Paramushir Island) according to the data of geoelectrical and geochemical studies // Russ. J. Pac. Geol. 2015. V. 9. № 4. P. 301–311. <https://doi.org/10.1134/S1819714015040077>

Pardo N., Cronin S.J., Németh K. et al. Perils in distinguishing phreatic from phreatomagmatic ash: insights into the eruption mechanisms of the 6 August 2012 Mt. Tongariro eruption, New Zealand // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 2014. V. 286. P. 397–414. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.05.001>

Rouwet D., Sandri L., Marzocchi W. et al. Recognizing and tracking volcanic hazards related to non-magmatic unrest: a review // J. Appl. Volcanol. 2014. V. 3. P. 17. <https://doi.org/10.1186/s13617-014-0017-3>

Shchipalkina N.V., Pekov I.V., Koshlyakova N.N. et al. Unusual silicate mineralization in fumarolic sublimates of the Tolbachik volcano, Kamchatka, Russia – Part 2: Tectosilicates // Eur. J. Mineral. 2020. V. 32. P. 121–136. <https://doi.org/10.5194/ejm-32-121-2020>

Stix J., de Moor J.M. Understanding and forecasting phreatic eruptions driven by magmatic degassing // Earth Planets Space. 2018. V. 70. P. 83. <https://doi.org/10.1186/s40623-018-0855-z>

Thorarinsson S., Einarsson T., Sigvaldason G. et al. The submarine eruption of the Vestmann Islands 1963–64 // Bull. Volcanol. 1964. V. 27. P. 435–445.

Walter T.R., Belousov A., Belousova M. et al. The 2019 Eruption Dynamics and Morphology at Ebeko Volcano Moni-

tored by Unoccupied Aircraft Systems (UAS) and Field Stations // *Remote Sens.* 2020. Iss. 12/1961. <https://doi.org/10.3390/rs12121961>

Waythomas C.F. Selected Crater and Small Caldera Lakes in Alaska: Characteristics and Hazards // *Front. Earth Sci.* 2022. V. 9. 751216. <https://doi.org/10.3389/feart.2021.751216>

White J.D.L., Houghton B.F. Primary volcanoclastic rocks // *Geology.* 2006. V. 34. P. 677–680. <https://doi.org/10.1130/G22346.1>

Wohletz K.H. Mechanisms of hydrovolcanic pyroclast formation: grain-size, scanning electron microscopy, and experimental studies // *J. Volcanol. and Geotherm. Res.*

1983. V. 17(1–4). P. 31–63.

[https://doi.org/10.1016/0377-0273\(83\)90061-6](https://doi.org/10.1016/0377-0273(83)90061-6)

Wohletz K., Zimanowski B., Büttner R. Magma–water interactions // *Modeling volcanic processes. The physics and mathematics of volcanism* / Eds S. Fagents, T.K.P. Gregg, R.M.C. Lopes. Cambridge: University Press, 2013. P. 230–257.

<https://doi.org/10.1017/CBO9781139021562.011>

Zimanowski B., Büttner R., Dellino P. et al. Magma–water interaction and phreatomagmatic fragmentation // *The Encyclopedia of Volcanoes* / Eds H. Sigurdsson, B. Houghton, S.R. McNutt et al. London: Academic Press, 2015. P. 473–484.

<https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00026-2>

Ebeko Volcano Activity in 2022: Mechanism and Products of Eruption

T. A. Kotenko^{1, *}, S. Z. Smirnov^{2, 3, **}, and T. Y. Timina^{2, ***}

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

²*Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, prosp. akad. Koptyuga, 3, Novosibirsk, 630090 Russia*

³*Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Mineralogy SB RAS, prosp. akad. Koptyuga, 3, Novosibirsk, 630090 Russia*

*e-mail: sinarka2017@mail.ru

**e-mail: ssmr@igm.nsc.ru

***e-mail: timina@igm.nsc.ru

The paper provides information about the eruptive activity of the Ebeko volcano in 2022. From January 22 to June 13, phreatic explosions occurred in the crater lake caused by water seeping through the plug formed in the upper part of the magma channel and its boiling. On June 14, Vulcanian explosions began, destroying the lake. The granulometric composition of the ashes has changed in the direction of reducing the particle size. Petrographic and mineralogical-geochemical studies of tephra allow us to define this period as a phreatomagmatic eruption by the presence of fresh juvenile material. It is established that the interaction of magma with the waters of the hydrothermal system of the Ebeko volcano leads to its depletion with alkali metals and enrichment with silica. It is suggested that the formation of amorphous water-containing silica in the form of numerous separations and its subsequent dehydration may contribute to the explosive activity of the volcano.

Keywords: volcano, Ebeko, crater lake, phreatic, phreatomagmatic

УДК 553.06(553.07)

ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОЕ ЭПИТЕРМАЛЬНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ НИЖНИЙ БИРКАЧАН (ОМОЛОНСКИЙ МАССИВ, СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ): ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, МИНЕРАЛОГИЯ РУД, ВОЗРАСТ

© 2023 г. А. Н. Глухов^{a, *}, В. В. Прийменко^{a, **}, А. Б. Котов^{b, ***}, М. И. Фомина^{a, ****},
Е. Б. Сальникова^b, Т. И. Михалицына^a, Г. О. Ползуненков^a

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

^bИнститут геологии и геохронологии докембрия, наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, 199034 Россия

*e-mail: gluhov76@list.ru

**e-mail: priymenkovladimir@gmail.com

***e-mail: abkotov-spb@mail.ru

****e-mail: mif-74@yandex.ru

Поступила в редакцию 13.08.2022 г.

После доработки 21.01.2023 г.

Принята к публикации 10.04.2023 г.

Изучены геологическое строение, вещественный состав руд и возраст недавно открытого вулканогенного золото-серебряного месторождения Нижний Биркачан. Рудные тела, представленные жилами и жильно-прожилковыми зонами адуляр-карбонат-кварцевого состава, залегают в гранодиорит-порфирах с U–Pb возрастом (ID-TIMS) циркона 335 ± 2 млн лет. Руды убогосульфидные, низкосеребристые ($\text{Au/Ag} = 1\text{--}2$), среди рудных минералов преобладает пирит. Минералы Ag представлены блеклыми рудами, сульфидом Ag, самородными золотом и серебром, гесситом. По адуляру из рудной жилы получен $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст 169 ± 4 млн лет, который отражает омоложение изотопной аргоновой системы после внедрения дайки неизмененных юрских базитов, секущей рудное тело. Месторождение Нижний Биркачан по своему геологическому строению и составу руд весьма близко другим Au–Ag месторождениям Кедонского вулcano-плутонического пояса, таким как Кубака, Биркачан и было сформировано в возрастном интервале 290–335 млн лет.

Ключевые слова: убогосульфидные, позднепалеозойский, изотопная система, дайки

DOI: 10.31857/S0203030623700220, **EDN:** WVBFGR

ВВЕДЕНИЕ

Эпитермальные золото-серебряные месторождения адуляр-серицитового типа широко распространены как на Северо-Востоке Азии, так и в пределах Северной Пацифики в целом. Им посвящен весьма большой массив публикаций. Согласно современным представлениям, они формируются на активных континентальных окраинах [Sillitoe, Hedenquist, 2003] после завершения основного “субдукционного” андезит-дацитового вулканизма и являются продуктом высокотемпературных геотермальных систем, тесно связанных с поздним “кальдерным” кислым вулканизмом [Леонов, Гриб, 2004; Hedenquist, 1987]. Они являются чрезвычайно важными в экономическом отношении, составляя основу минерально-сырьевой базы большого количества золотодобывающих предприятий. На Северо-Востоке Рос-

сии эпитермальные золото-серебряные месторождения имеют две наиболее крупные группы. Первая — месторождения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, имеющие позднемеловой возраст [Прийменко и др., 2020, 2022] и относительно равномерно распределенные на всем его 3500 км протяжении. Месторождения второй группы имеют позднепалеозойский возраст [Акинин и др., 2020; Глухов и др., 2021] и сосредоточены в пределах Омолонского массива, ассоциируя с магматическими ассоциациями Кедонского вулcano-плутонического пояса. Из них относительно полно охарактеризованы в литературе месторождения Кубака [Горячев и др., 2017; Котляр, 1997, 2000; Степанов, Шишакова, 1994; Степанов и др., 1991, 1994, 1998; Черняев, Черняева, 2001] и Ольча [Волков и др., 2013; Котляр и др., 1997; Калинин и др., 2002; Савва, 2018; Савва,

Таблица 1. Пределы обнаружения химических элементов

Химический элемент	Пределы обнаружения, г/т	
	нижний	верхний
Анализ ICP-OES		
Ag	0.5	200
As	5	10000
Bi	5	2000
Co	1	10000
Cu	1	10000
Mn	1	20000
Mo	1	10000
Ni	1	10000
Pb	2	10000
Sb	5	2000
Zn	1	10000
Анализ ICP-FAA		
Au	0.001	10

Шахтыров, 2001]. Единичные публикации посвящены месторождениям Биркачан [Горячев и др., 2017; Наталенко и др., 2002; Савва, 2018] и Бургалы [Волков и др., 2021]. Долгие годы не утихает дискуссия о возрасте золото-серебряных руд, вмещаемых вулканитами КВП: позднепалеозойском [Акинин и др., 2020; Котляр, 2000; Котляр и др., 1997; Степанов и др., 1998; Черняев, Черняева, 2001] или мезозойском [Лейер и др., 1997; Наталенко и др., 2002; Сидоров и др., 2021 и др.]. Ранее нами уже рассматривался вопрос о возрасте и тектонической позиции золото-серебряного оруденения Кедонского пояса [Акинин и др., 2020; Глухов и др., 2021, 2022]. В данной статье мы дополним эти данные новой информацией, полученной авторами при изучении месторождения Нижний Биркачан, открытого и разведанного в 2016–2020 гг. Авторами непосредственно проводились полевые наблюдения, в ходе которых были отобраны пробы и образцы. Всего было изучено 15 образцов, отобранных с поверхности и из керна скважин.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Минеральный состав, текстурные, структурные особенности и минеральные парагенезисы изучались под оптическим микроскопом AXIOPLAN ZEIS в отраженном и проходящем свете. Составы минеральных фаз определяли с помощью рентгеновского электронно-зондового микроанализатора Camebax с приставкой INCA (г. Магадан, СВКНИИ ДВО РАН, аналитик О.Т. Соцкая). Нижний предел обнаружения для всех элементов составляет 0.01%.

Геохимический состав руд изучался методом оптической спектроскопии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-OES) на 40 элементов с растворением навески в царской водке. Содержания золота определялись также методом оптической спектроскопии с индуктивно-связанной плазмой с предварительным пробирным концентрированием (ICP-FAA). Все анализы выполнялись в лаборатории АО «АЛС Чита» (г. Чита). Сведения о пределах обнаружения элементов приведены в табл. 1.

U-Pb геохронологические исследования цирконов (ID-TIMS) выполнялись в ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург). Выделение циркона для U-Pb геохронологических исследований проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Выбранные кристаллы (или их фрагменты) подвергались многоступенчатому удалению поверхностных загрязнений в спирте, ацетоне и HNO₃. При этом после каждой ступени эти кристаллы промывались особо чистой водой. Химическое разложение циркона и выделение U и Pb выполнялись по модифицированной методике Т.Е. Кроу [1973]. Изотопные анализы выполнялись на многоколлекторном масс-спектрометре «TRITON TI» как в статическом режиме, так и при помощи счетчика ионов. Для изотопных исследований использовался трассер ²³⁵U–²⁰²Pb. Точность определения U/Pb отношений и содержаний U и Pb составила 0.5%, а холостое загрязнение – 5 пг Pb и 1 пг U. Обработка экспериментальных данных проводилась при помощи программ «PbDAT» и «ISOPLOT» [Ludwig, 2003]. При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана [Stager, Jager, 1978]. Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами [Stacey, Cramers, 1975]. Все ошибки не превысили уровня 2σ.

Возраст образования адуляра из рудных жил определялся ⁴⁰Ar/³⁹Ar методом в Центре коллективного пользования научным оборудованием для многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (ЦКП МИИ СО РАН, г. Новосибирск). ⁴⁰Ar/³⁹Ar геохронологические исследования проводились методом ступенчатого прогрева [Травин и др., 2009]. Для оценки надежности ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования принимались следующие критерии: 1) хорошо выраженное плато не менее чем из 3-х ступеней (горизонтальный спектр возрастов) с более чем 50% выделившегося кумулятивного ³⁹Ar (СКВО < 2.5); 2) конкордантность возрастов плато и изохроны с учетом погрешностей; 4) изохрона пересекает значение отношения ⁴⁰Ar/³⁶Ar близко к 295.5. Расчет и построение графиков для Ar-Ar датирования выполнялись в программе Isoplot [Ludwig, 2003].

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Месторождение Нижний Биркачан вместе с месторождением Биркачан образуют Биркачанское рудное поле (рис. 1). Его пространственное положение контролируется взаимным сопряжением Гурникской, Захаренковской вулканотектонических депрессий (далее ВТД) с Нэкучанским глубинным разломом северо-восточного простирания [Горячев, 2017]. Обе ВТД имеют близкие к изометричным очертания, диаметр порядка 30 км и выполнены преимущественно кислыми вулканитами и вулканогенно-осадочными отложениями позднедевонско-раннекаменноугольного возраста, традиционно относимыми к так называемой “кедонской серии” [Терехов, 1979]. Они прорваны многочисленными экструзивными и субвулканическими телами среднего и кислого состава. Сочетание и взаимное наложение этих структур обусловило развитие интенсивной трещиноватости, которая послужила вместилищем для золото-серебряной минерализации и обусловила значительные масштабы оруденения — запасы месторождения Биркачан превышают 60 т золота и 200 т серебра (<https://www.polymetalinternational.com/ru/assets/where-we-operate/omolon-hub/>).

Рудные тела месторождения Нижний Биркачан (рис. 2), в отличие от всех других золото-серебряных месторождений Кедонского пояса, вмещаемых вулканитами, локализованы в гранодиорит-порфирах булунского комплекса раннего карбона, слагающими шток площадью 2 км². Они прорваны дайками базальтов (рис. 3) и щелочных габброидов (эссекситов) омонского комплекса [Акинин и др., 2020]. В гранодиорит-порфирах (рис. 4а, 4в, 5а–5д) фенокристаллы составляют до 35% объема породы, их размер варьирует от 1 до 5–7 мм, они представлены плагиоклазом (15–20%), кварцем (7–10%), каликатровым полевым шпатом (5–8%), темноцветными минералами (до 5%). Плагиоклаз по составу относится к андезину (№ 40–42). Интенсивно пелитизирован, карбонатизирован, местами гематитизирован, что придает вкрапленникам слабую розоватую окраску. Каликатровый полевой шпат нередко окрашен в розоватый цвет за счет оксидов железа. Вкрапленники кварца оскольчатой формы, частично оплавлен и корродирован. Темноцветные минералы (5%) представлены преимущественно биотитом, размер чешуек которого достигает 3 мм. Основная масса породы с плохо выраженной флюидальностью, интенсивно хлоритизирован и карбонатизирована. Часто наблюдаются кубические кристаллы пирита размером до 0.7 мм. Доля новообразованных кварца и мусковита составляет 5%, хлорита и кальцита 10%. Базальты (см. рис. 5д) стекловатые, с неясно выраженной порфировой структурой, основу которой составляют мелкие (1–3 мм) вкрапленники

плагиоклаза и пироксена, доля которых не превышает 25%. Они погружены в бурое девитрифицированное стекло. Плагиоклаз по составу отвечает лабрадору № 63. Моноклинный пироксен (авгит) хлоритизирован, часто сростается с эпидотом. Основная масса насыщена микролитами плагиоклаза, пироксена, тонкой вкрапленностью рудных минералов. Эссекситы (см. рис. 4д, 5е) офитовой структуры, сложены плагиоклазом (45%), амфиболом (баркевикит, 20%), пироксеном (Тi-авгит, 15%), оливином (5%). Плагиоклаз образует идиоморфные лейсты размером 1–3 мм. Характерны слабая серпентинизация, развитие минералов боулингит-иддингситового ряда, менее распространены слабая хлоритизация и карбонатизация.

Рудное тело представляет собой изометричных очертаний штокверк размерами 800 × 600 м, образованный совокупностью различно ориентированных прожилков, маломощных (до 0.5 м) жил, гидротермальных брекчий адуляр-карбонат-кварцевого состава. Среди них выделяются отдельные достаточно мощные (2–5 м) и протяженные (50–120 м) жильно-прожилковые зоны сложной линзовидно-сигмоидальной морфологии. Вся минерализация сосредоточена в пределах штока, за пределы интрузии она не выходит. Текстуры руд прожилковая, колломорфно-полосчатая, брекчиевая. Средние содержания золота в рудах 2–5 г/т, серебра 4–10 г/т. Золото-серебряное отношение составляет в среднем 1 : 1–1 : 2. Также наблюдаются повышенные концентрации As и Mo (табл. 2). Геохимический спектр руд (в порядке убывания коэффициента концентрации) Au-As-Ag-Pb-Mo-W-Bi.

МИНЕРАЛОГИЯ РУД

Руды месторождения Нижний Биркачан убогосульфидные (0.5–1%). В них установлены 14 рудных и 8 жильных минералов (табл. 3, рис. 6). Химический состав рудных минералов по результатам микрозондового анализа приведен в табл. 4 и 5.

Кварц представлен двумя генерациями. Кварц-I (преобладает) скрытокристаллический, содержит микровключения рудных минералов. Кварц II среднекристаллический, с размеров кристаллов до 0.15 мм; образует друзы, прожилки и гнезда в кварце-I. В центральной части сложенных кварцем прожилков отлагается **кальцит**.

Пирит установлен как в жилах и прожилках, так и во вмещающих породах, где его идиоморфные кристаллы замещает амфибол и заполняет каверны и микротрещины. В кварце-I пирит образует ксеноморфные обособления, расположение которых подчеркивает колломорфно-полосчатую текстуру прожилков. В кварце-II пирит встречается в виде микровключений с размером кристаллов 0.001–0.45 мм. Он образует сростания

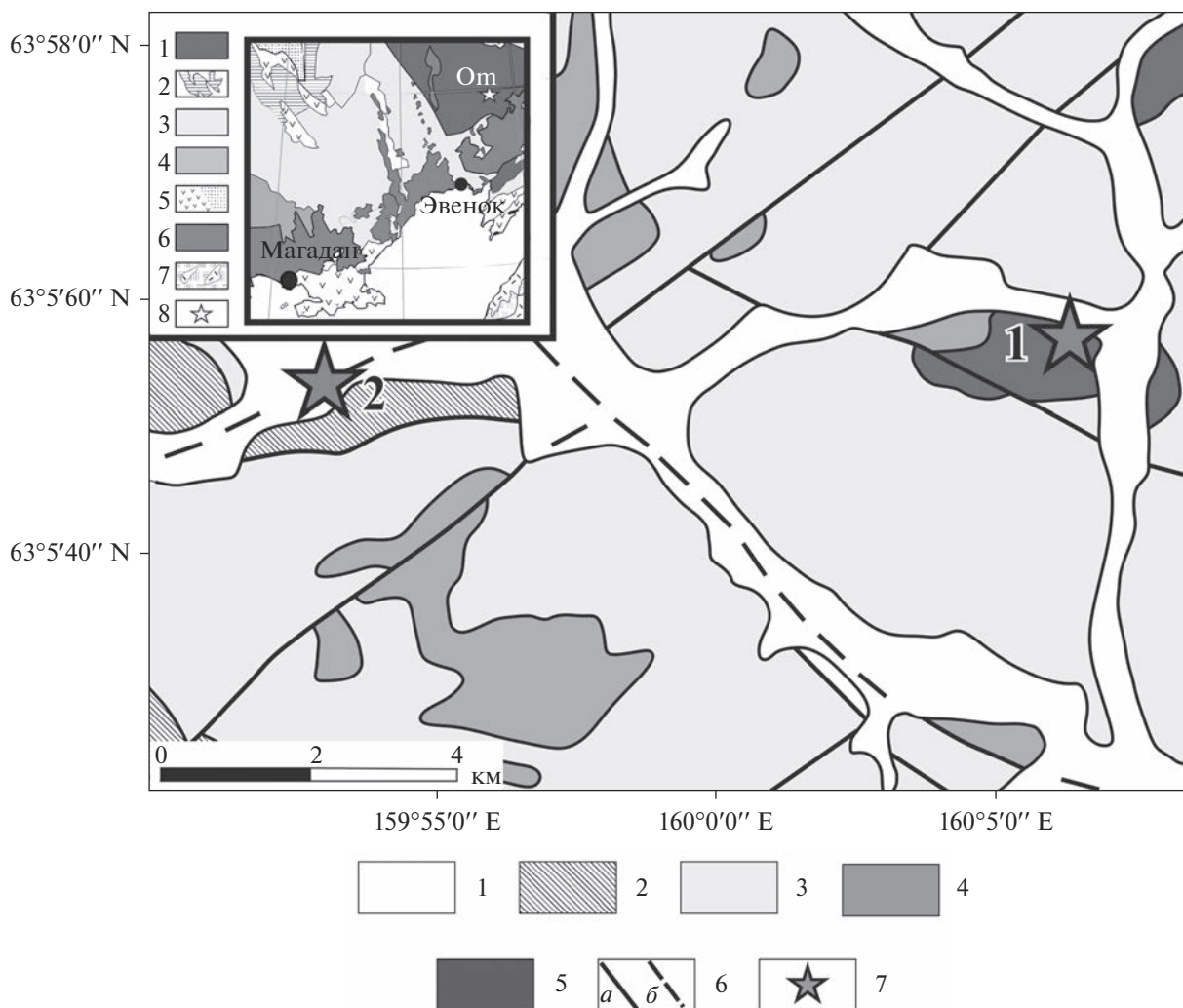


Рис. 1. Геологическое строение Биркачанского рудного поля (по В.Н. Егорову и др., 2001).

1 – рыхлые четвертичные отложения; 2 – песчаники и аргиллиты карбон-пермского возраста; 3, 4 – кедонская серия (3 – лавы, игнимбриты и туфы риолитов и дацитов, 4 – субвулканические тела риолитов); 5 – интрузии булунского комплекса; 6 – разломы достоверные (а) и предполагаемые (б); 7 – месторождения (1 – Нижний Биркачан, 2 – Биркачан).

На врезке – тектоническая схема Северо-Востока России [Акинин, 2012]: 1 – Омолонский массив (Ом); 2 – палеозойские террейны пассивной континентальной окраины; 3 – триасовые и юрские турбидиты передовой зоны Верхоянского пояса; 4 – пермские и триасовые турбидиты пассивной окраины; 5 – юрско-меловые вулканогенные пояса и осадочные бассейны; 6 – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс (альб–кампан); 7 – Корьяско-Камчатские вулканогенные пояса (палеоген-четвертичные), перекрывающие юрско-меловые аккреционные офиолитовые комплексы; 8 – Биркачанское рудное поле.

с рутилом, халькопиритом, сульфидом серебра и блеклой рудой; содержит включения блеклой руды, галенита, пирротина, халькопирита, самородного золота, сфалерита и халькопирита. Состав пирита преимущественно стехиометричный, единичный анализ показал примесь As 11.62%. Мелкие обособления пирита частично замещены марказитом.

Сфалерит образует редкие ксеноморфные и идиоморфные обособления размером от 0.01–0.05 мм в кварце и пирите, а также сростается с блеклой рудой, халькопиритом, галенитом и са-

мородным золотом. Окраска его полупрозрачная, со светло-желтыми внутренними рефlekсами. Содержит эмульсию халькопирита. Содержания Fe низкие (менее 0.2%).

Халькопирит слагает самостоятельные агрегаты в кварце и пирите, сростания с блеклой рудой, сульфидом серебра, галенитом, сфалеритом и рутилом. Размер его обособлений 0.007–0.25 мм. Единичные зерна халькопирита обрастают лимонитом. Состав халькопирита близок к стехиометричному.

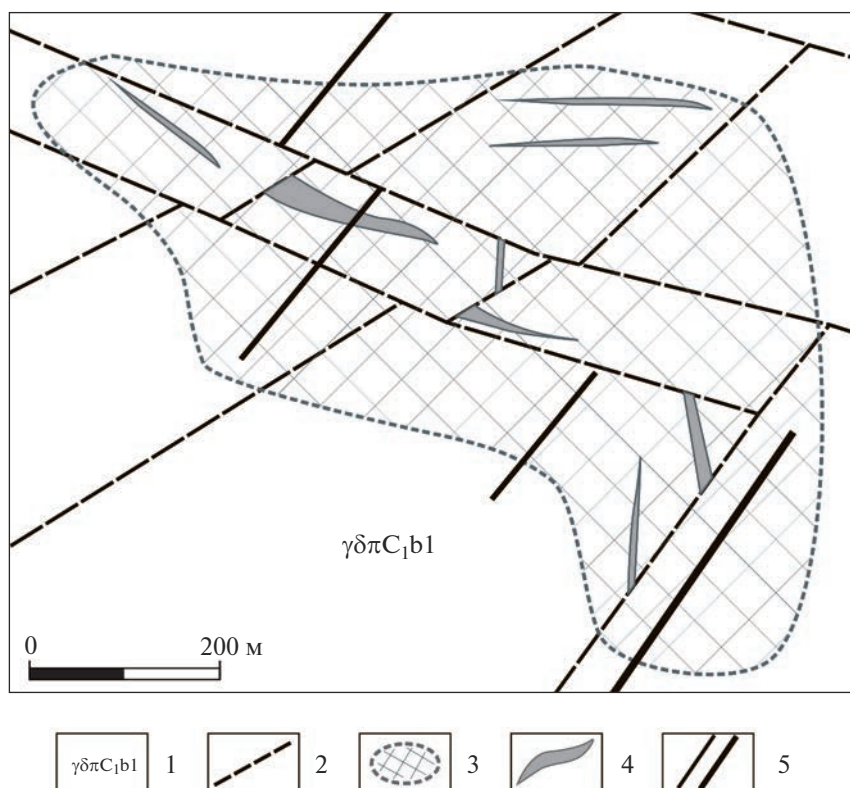


Рис. 2. Геологическая схема месторождения Нижний Биркачан.

1 – гранодиорит-порфиры; 2 – разломы; 3 – контуры рудного штокверка; 4 – наиболее мощные жильно-прожилковые зоны; 5 – пострудные дайки базальтов.



Рис. 3. Рудоносные прожилки (светлые), вмещающие гранодиорит-порфиры (серые) и пострудная дайка базальтов (темно-серая) в керне скважины месторождения Нижний Биркачан.

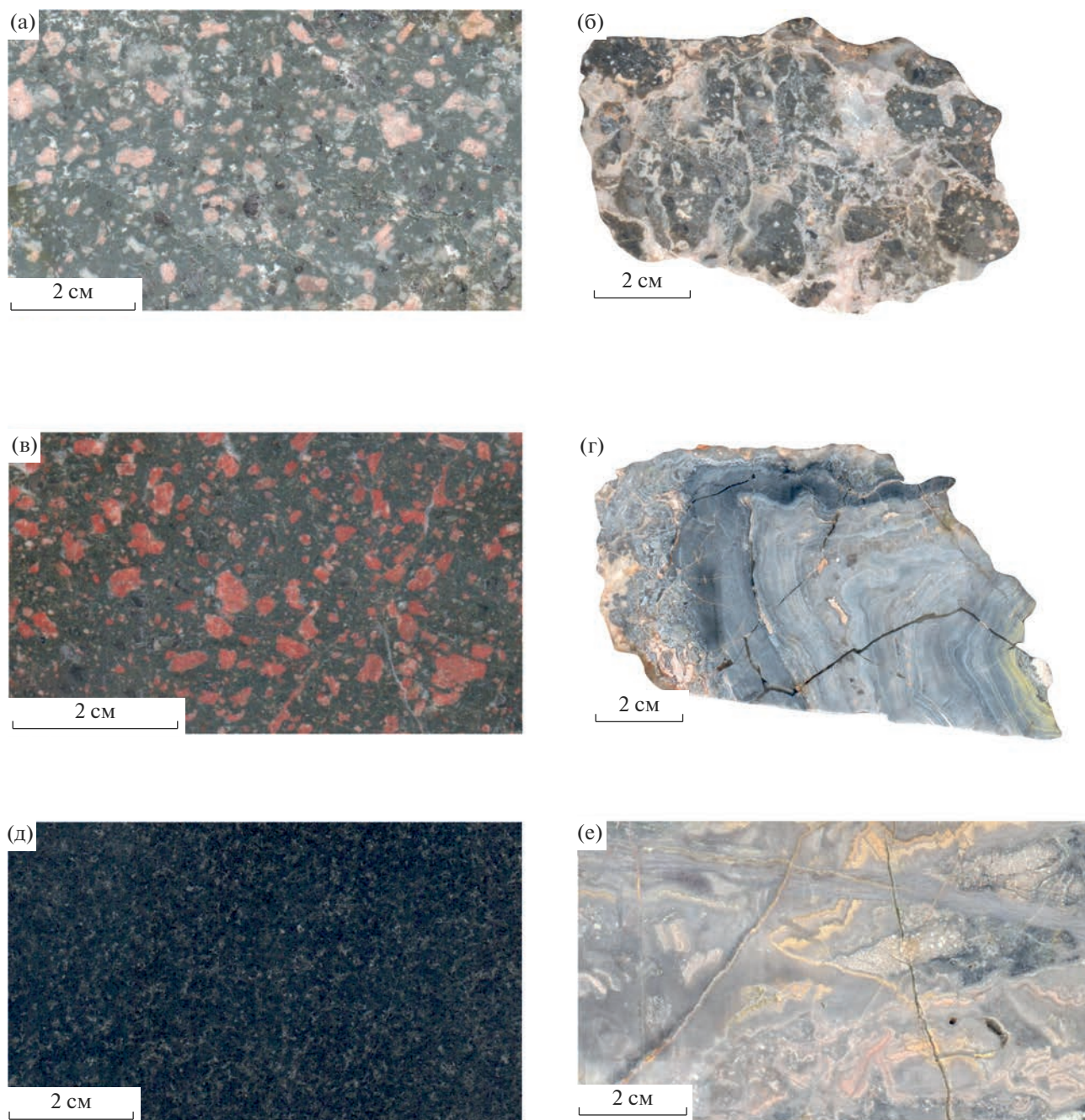


Рис. 4. Текстуры руд и вмещающих пород месторождения Нижний Биркачан.

а, в – гранодиорит-порфиры, б, е – гидротермальные брекчии с обломками гранодиорит-порфиров и колломорфно-полосчатых жил; г – колломорфно-полосчатая адуляр-кварцевая жила, д – пострудный эссексит.

Галенит образует единичные включения размером 0.018–0.08 мм в пирите в сростании с халькопиритом и сфалеритом. По химическому составу установлены две его разновидности: селенистая (Se до 2.90 мас. %) и теллуристая (Te до 2.26 мас. %).

Арсенопирит и лёллингит слагают идиоморфные монокристаллы и пространственно ассоциируют с пиритом и халькопиритом. Арсенопирит с

размером агрегатов 0.05–0.11 мм пересекает агрегаты лёллингита, изредка он содержит микровключения самородного золота. По химическому составу выделяется две разновидности арсенопирита: мышьяковистый арсенопирит-I и условно стехиометричный арсенопирит-II. В лёллингите отмечается примесь серы до 3.44%.

Блеклая руда образует самостоятельные обособления в кварце, включения в пирите, сростания со

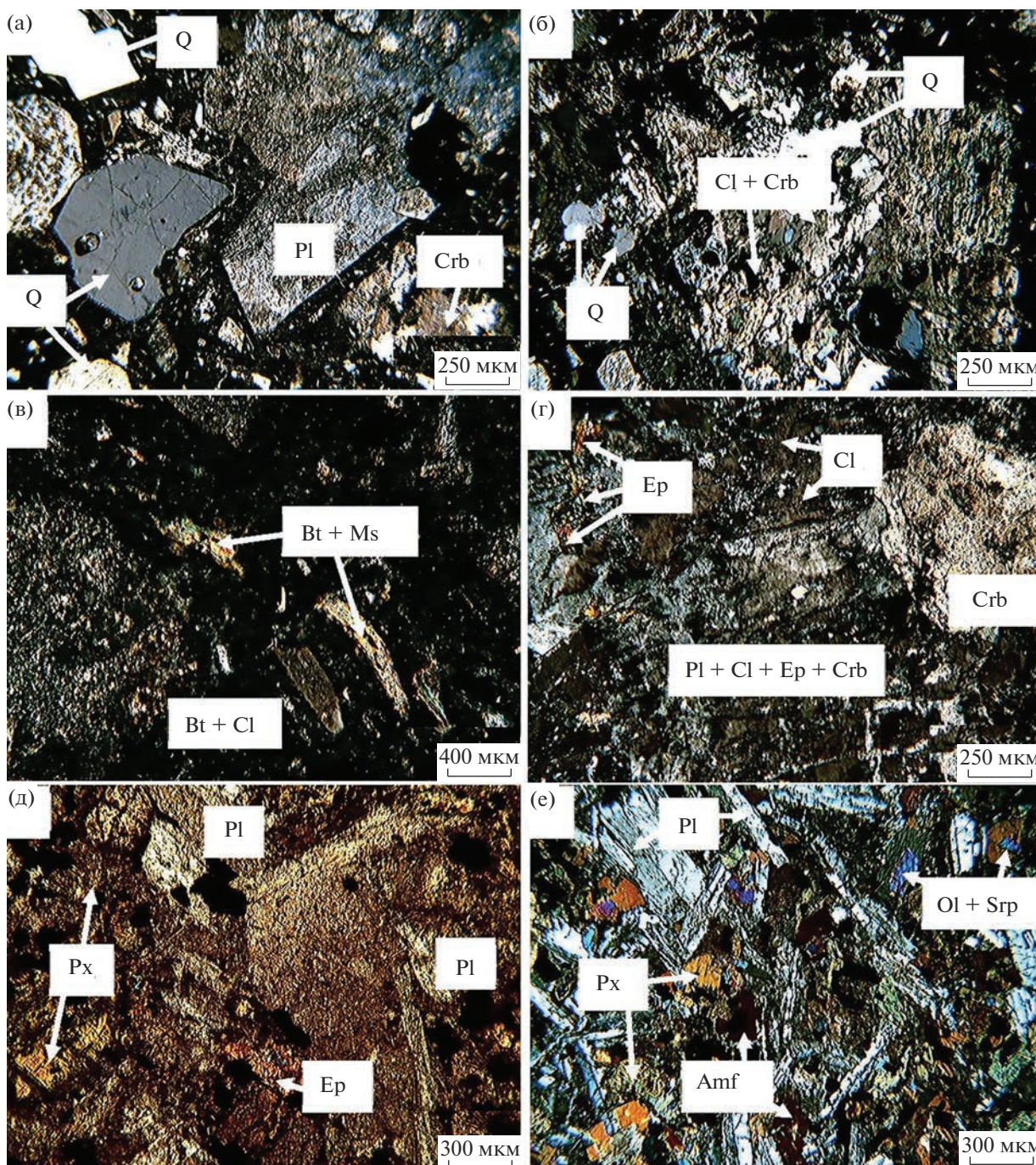


Рис. 5. Взаимоотношения основных породообразующих минералов в рудовещающих гранодиорит-порфирах (а, б), в гидротермально-измененных гранодиорит-порфирах (в, г), в пострудном базальте (д) и эссексите (е). Обозначения минералов: Q – кварц, Pl – плагиоклаз, Px – пироксен, Bt – биотит, Cl – хлорит, Crb – карбонат, Ms – мусковит, Ep – эпидот, Amf – амфибол, Ol – оливин, Srp – серпентин.

сфалеритом, халькопиритом, пиритом, сульфидом серебра и самородным золотом. Зачастую она сильно корродирована и практически полностью замещена сульфидом серебра. Размер обособлений блеклой руды 0.003–0.18 мм. Химический состав близок к минералам теннантит-тетраэдритового ряда.

Гессит образует мелкие (не более 0.005 мм) включения в халькопирите и пирите, где он ассоциирует с галенитом и сфалеритом.

Сульфид серебра образует самостоятельные включения в кварце, а также срастания с блеклой рудой и халькопиритом, замещает блеклую руду и

Таблица 2. Геохимическая характеристика руд месторождения Нижний Биркачан

№ пробы	Содержания, г/т											
	Au	Ag	As	Cu	Pb	Zn	Mn	Ni	Co	Sb	Bi	Mo
26528	1.6	0.8	77.0	40.0	8.0	60.0	960.0	4.0	9.0	2.0	<5.0	3.0
26540	0.7	1.5	79.0	28.0	11.0	56.0	755.0	4.0	8.0	<5.0	<5.0	8.0
26540	0.8	0.9	65.0	21.0	6.0	56.0	802.0	2.0	8.0	<5.0	<5.0	4.0
26550	4.2	2.6	103.0	24.0	8.0	59.0	856.5	4.5	8.0	<5.0	<5.0	14.0
26551	2.0	2.2	64.0	21.5	10.5	67.0	932.5	5.0	7.0	1.5	<5.0	7.5
26552	2.9	1.4	45.0	23.0	14.0	66.0	884.0	7.0	10.0	<5.0	<5.0	2.0
26559	1.0	0.7	44.0	21.0	5.0	58.0	934.0	5.0	8.0	<5.0	3.0	2.0
26568	0.6	1.1	132.0	21.0	13.0	49.0	635.0	9.0	9.0	<5.0	4.0	6.0
26569	0.6	1.6	52.0	25.0	9.0	53.0	793.0	8.0	7.0	<5.0	<5.0	4.0
26571	1.8	5.0	61.0	20.0	12.0	52.0	689.0	8.0	8.0	<5.0	<5.0	27.0
26572	25.4	34.7	37.0	30.0	17.0	43.0	649.0	7.0	8.0	<5.0	2.0	166.0
26573	3.0	3.9	52.5	29.0	12.5	53.5	760.5	6.5	8.5	<5.0	1.5	72.5
26578	0.7	10.9	95.0	31.0	15.0	64.0	689.0	9.0	7.0	3.0	<5.0	11.0
26578	0.1	1.6	46.0	32.0	10.0	52.0	757.0	7.0	7.0	<5.0	<5.0	11.0
26653	1.0	0.7	75.0	25.0	14.0	73.0	904.0	9.0	10.0	<5.0	<5.0	7.0

Таблица 3. Минералы руд месторождения Нижний Биркачан

Группы минералов	Главные	Второстепенные	Редко встречающиеся
Жильно-метасоматические	Кварц, адуляр	Карбонат Магнетит	Рутил Эпидот* Гематит
Рудные	Пирит	Сфалерит Халькопирит Марказит Самородное Золото	Галенит Арсенопирит Лёллингит Блеклая руда Науманнит Сульфид серебра Пирротин Гессит Самородное серебро
Гипергенные		Лимонит	Ковеллин

псевдоморфно развивается по самородному серебру. Размер его агрегатов 0.001–0.12 мм.

Изредка встречаются единичные агрегаты науманнита размером до 0.14 мм, образующего сростания с пиритом и частично замещенного сульфидом серебра.

Самородное серебро – редкий минерал, встречающийся в кварце и блеклой руде. Размер от 0.001 до 0.12 мм. Низкопробное самородное золото встречается в свободном состоянии в микропустотах и микротрещинах в кварце и пирите и в сростании со сфалеритом. Пробность самородно-

го золота варьирует от 409 до 846‰ (см. табл. 5, рис. 7).

В целом, взаимоотношения минералов и их агрегатов позволяют нам сделать вывод о том, что руды месторождения Нижний Биркачан формировались в один этап, в пределах которого выделяются три последовательно сменяющиеся стадии. Первая – пирит-арсенопирит-кварцевая с пирротинном и лёллингитом. Вторая – золото-полисульфидно-карбонатная с блеклой рудой, науманнитом, гесситом. Завершающей стадией является серебро-сульфидная ассоциация с марказитом и самородными золотом и серебром.

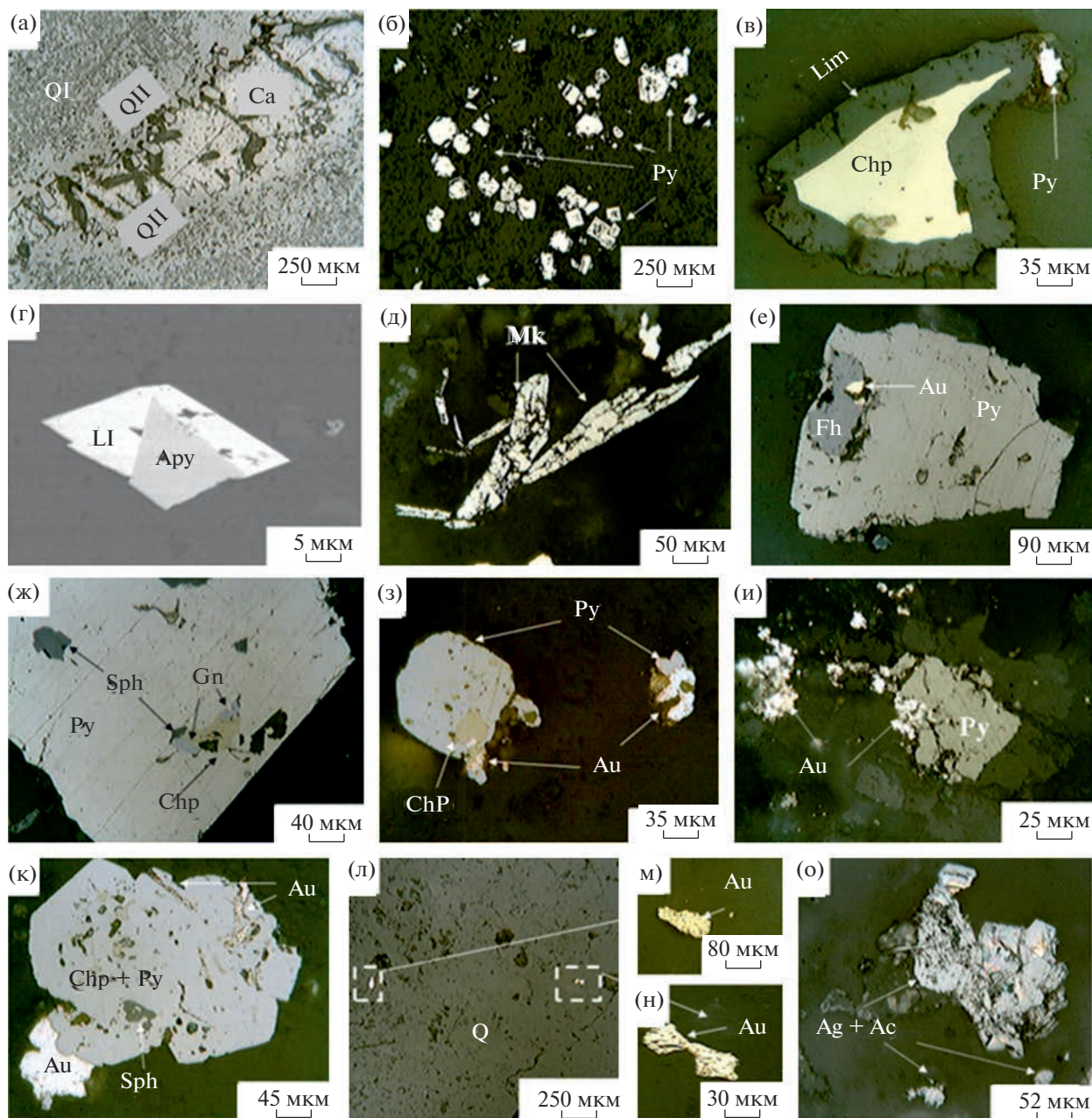


Рис. 6. Взаимоотношения рудных минералов на месторождении Нижний Биркачан.

а – фрагмент кварц-карбонатной жилы; б – отложение мелкокристаллического идиоморфного пирита в породе; в – развитие лимонита по периферии халькопирита; г – сростание арсенопирита и лёллингита; д – псевдоморфное развитие марказита по пириту; е–к – сростания и включения в пирите (е, ж – включения блеклой руды и самородного золота (е), галенита, сфалерита и халькопирита (ж)); з–к – сростания с халькопиритом и самородным золотом (з), с самородным золотом (и), с самородным золотом и включениями халькопирита и сфалерита (к)); л–н – самородное золото в свободном состоянии в кварце; о – акантит в ассоциации с самородным серебром.

Обозначения минералов: Q – кварц, Ca – карбонат, Py – пирит, Mk – марказит, Apy – арсенопирит, Spry – халькопирит, Sph – сфалерит, Gn – галенит, Fh – блеклая руда, Ag + Ac – сульфиды серебра, Li – лёллингит, Au – самородное золото, Lim – лимонит.

ВОЗРАСТ РУД И ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

U-Pb возраст вмещающих пород

Акцессорный циркон в гранодиорит-порфирах представлен идиоморфными и субидиоморф-

ными прозрачными кристаллами светло-коричневого цвета (рис. 8). Габитус изменяется от короткопризматического до длиннопризматического и игольчатого. Размер этих кристаллов составляет 50–150 мкм, коэффициент удлинения 1.5–5.0.

Таблица 4. Химический состав минералов месторождения Нижний Биркачан по результатам микрозондового анализа

№ п/п	№ обр.	Весовые концентрации, %						Формульные коэффициенты						Сумма
<i>Галенит – (Pb_{1.02}Fe_{0.12})_{1.14}(Te_{0.02}S_{0.82})_{0.84}</i>														
		Pb	Cu	Fe	Ag	Te	S	Pb	Cu	Fe	Ag	Te	S	
1	6	84.73	н.п.	2.35	н.п.	2.26	10.66	1.02	н.п.	0.11	н.п.	0.04	0.83	100.00
2	6	85.53	н.п.	2.81	н.п.	1.06	10.60	1.03	0.00	0.13	н.п.	0.02	0.82	100.00
3	6	79.31	2.47	2.75	3.41	н.п.	10.73	0.91	0.09	0.12	0.08	н.п.	0.80	98.67
<i>Селенистый галенит – Pb_{1.1}(Se_{0.09}S_{0.79})_{0.88}</i>														
		Pb	Fe	Se	S	Pb	Fe	Se	S					
4	6	88.36	н.п.	2.08	9.72	1.13	н.п.	0.07	0.80					100.16
5	6	84.30	2.17	2.90	9.93	1.03	0.10	0.09	0.78					99.30
<i>Пирит – Fe_{0.99}S_{2.01}</i>														
		S	As	Fe	S	As	Fe							
6	2а	53.70		46.46	2.00	н.п.	1.00							100.16
7	26	53.63		46.59	2.00	н.п.	1.00							100.21
8	26	45.04	11.62	43.44	1.80	0.20	1.00							100.10
9	3	54.08		45.93	2.02	н.п.	0.98							100.00
10	3	53.54		46.36	2.00	н.п.	1.00							99.89
11	3	53.69		46.26	2.01	н.п.	0.99							99.95
12	3	52.30		46.61	1.98	н.п.	1.02							98.91
<i>Науманнит – (Ag_{1.89}Fe_{0.12})_{2.01}(Se_{0.64}S_{0.35})_{0.99}</i>														
		Ag	Fe	Se	S	Ag	Fe	Se	S					
13	3	72.52	2.31	24.77	1.20	1.89	0.12	0.88	0.11					100.81
14	3	75.44	2.61	18.03	4.45	1.88	0.13	0.62	0.37					100.53
<i>Сфалерит – Zn_{0.95}Fe_{0.04}S_{1.01}</i>														
		Fe	Zn	S	Fe	Zn	S							
15	6	2.14	64.29	32.43	0.04	0.97	0.99							98.86
16	3	2.62	63.32	33.64	0.05	0.94	1.02							99.59
17	3	3.31	63.03	33.00	0.06	0.94	1.00							99.33
18	3	6.77	59.09	34.49	0.12	0.86	1.02							100.35
19	3	11.68	51.99	38.39	0.19	0.72	1.09							102.06
<i>Арсенопирит I – Fe_{1.01}As_{1.03}S_{0.96}</i>														
		Fe	As	S	Fe	As	S							
20	2а	34.04	47.88	17.81	1.01	1.06	0.92							99.74
21	2а	34.34	47.37	18.31	1.01	1.04	0.94							100.02
22	3	34.08	46.65	19.27	1.00	1.02	0.98							100.01
23	26	34.40	45.63	19.36	1.01	1.00	0.99							99.39
<i>Арсенопирит II – Fe_{1.00}As_{0.99}S_{1.00}</i>														
24	2а	34.46	46.16	19.62	1.00	1.00	1.00							100.23
25	26	34.25	46.16	19.63	1.00	1.00	1.00							100.05
26	3	34.58	45.31	20.15	1.00	0.98	1.02							100.04

Таблица 4. Окончание

№ п/п	№ обр.	Весовые концентрации, %			Формульные коэффициенты			Сумма	
<i>Лёллингит – Fe_{1.01}(As_{1.87}S_{0.12})_{1.99}</i>									
27	2а	28.51	68.00	3.44	1.00	1.79	0.21	99.94	
28	2а	28.81	68.14	3.22	1.01	1.79	0.20	100.17	
29	2а	28.18	67.69	3.23	1.00	1.80	0.20	99.11	
30	2а	28.21	67.95	3.18	1.00	1.80	0.20	99.35	
<i>Халькопирит – Cu_{1.02}Fe_{0.97}S_{1.99}</i>									
		Cu	Fe	S	Cu	Fe	S		
31	6	34.73	31.44	34.47	1.00	1.03	1.97	100.64	
32	6	34.88	30.77	34.33	1.01	1.02	1.97	99.98	
33	3	31.82	32.85	35.71	0.91	1.07	2.02	100.38	
34	3	34.73	30.30	34.82	1.01	1.00	2.00	99.85	
<i>Сульфид серебра – (Ag_{1.54}Fe_{0.12}Cu_{0.27})_{1.93}S_{1.06}</i>									
		Ag	Fe	Cu	S	Ag	Fe	Cu	S
35	6	75.63	3.54	6.14	14.68	1.59	0.14	0.22	1.04
36	6	72.57	2.38	9.38	15.68	1.49	0.09	0.33	1.09
<i>Тессит – (Ag_{1.99})_{2.06}Te_{0.95}</i>									
		Ag			Te	Ag		Te	
37	6	64.12			36.22	2.03		0.97	
38	6	62.59			35.41	2.02		0.97	

Примечание. Аналитик О.Т. Соцкая, Самебах, Северо-Восточный ЦКП, г. Магадан, 2022 г.; н.п. – содержание ниже предела обнаружения.

Огранка этих кристаллов определяется сочетанием призм {100}, {110}, и дипирамид {101}, {111}, {211}. Для внутреннего строения циркона харак-

терна тонкая магматическая зональность, в некоторых кристаллах имеются унаследованные ядра. Точки изотопного состава образуют дискордию



Рис. 7. Распределение пробы самородного золота в рудах месторождения Нижний Биркачан.

Таблица 5. Состав самородных золота и серебра на месторождении Нижний Биркачан по данным микрозондового анализа

№ п/п	№ образца	Весовые концентрации, %		Сумма
		Au	Ag	
1	6	41.41	57.51	98.92
2	3	46.52	51.57	98.09
3	3	46.76	54.39	101.15
4	3	48.38	52.38	100.76
5	3	49.79	49.55	99.33
6	3	49.94	50.86	100.79
7	3	50.25	49.25	99.50
8	3	53.97	45.90	99.86
9	3	54.55	46.45	101.00
10	3	55.13	44.51	99.64
11	3	55.48	43.47	98.96
12	3	55.87	44.33	100.20
13	3	56.68	44.33	101.01
14	5	56.79	41.63	98.42
15	5	57.11	42.49	99.60
16	3	57.78	41.83	99.60
17	3	57.94	43.11	101.05
18	3	58.06	42.78	100.83
19	26	59.28	39.97	99.25
20	26	59.99	40.19	100.18
21	3	60.92	38.90	99.82
22	2a	61.08	37.22	98.30
23	3	61.19	37.87	99.06
24	2a	61.34	37.27	98.61
25	3	61.37	38.45	99.82
26	5	63.79	34.69	98.49
27	3	67.89	32.74	100.63
28	5	70.27	28.60	98.87
29	5	70.33	29.32	99.65
30	5	70.65	28.85	99.50
31	5	71.02	29.06	100.08
32	5	71.02	28.64	99.66

(рис. 9), нижнее пересечение которой с конкордией составляет 338 ± 5 млн лет (СКВО = 0.41), а верхнее пересечение равно 898 ± 320 млн лет. Вместе с тем, точка изотопного состава циркона № 1 располагается на конкордии (см. рис. 9, табл. 6), а его конкордантный возраст составляет 335 ± 2 млн лет (СКВО = 0.93, вероятность = 0.34). Обе оценки возраста совпадают в пределах погрешностей, следовательно, мы полагаем, что конкордантное значение возраста циркона

335 ± 2 млн лет отвечает возрасту его кристаллизации.

Ar-Ar возраст рудных жил

По пробе адуляра из рудной жилы месторождения Нижний Биркачан (рис. 10) валидного плато не получено (СКВО = 2.2). Однако, учитывая, что неподалеку от места отбора пробы жила и прожилки рассечены пострудной дайкой базальтов (см. рис. 3), с определенной условностью мы можем принять полученный возраст 169.5 ± 4 млн лет как ее возраст. Близкие значения $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста (169 ± 9 и 179 ± 8 млн лет) были получены нами по дайке трахибазальтов, рассекающей на месторождении Кубака [Акинин и др., 2020] рудную жилу с $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастом адуляра $299 \pm \pm 3.5$ млн лет [Акинин и др., 2020]. Ранее нами также был получен $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст адуляра месторождения Биркачан, который составил $286 \pm \pm 3.3$ млн лет [Глухов и др., 2021].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Охарактеризованные нами геохимические особенности, минералогия возраст руд и вмещающих пород месторождения Нижний Биркачан сближают его с другими золото-серебряными объектами Кедонского пояса Омогонского массива [Волков и др., 2016], такими как Кубака [Акинин и др., 2020; Степанов и др., 1998; Степанов, Шишакова, 1994; Савва, 2018], Биркачан [Наталенко и др., 2002; Савва, 2018; Глухов и др., 2021], Ольча [Волков и др., 2013; Савва, Шахтыров, 2011; Савва, 2018], Бургали [Волков и др., 2021], Елочка [Савва, 2018]. Общими для них являются следующие особенности. Рудные тела представлены адуляр-карбонат-кварцевыми жилами и жильно-прожилковыми зонами. Руды мало- и убогосульфидные (0.1–3%); среди рудных минералов доминирует пирит; присутствуют минералы Те. Главным минералом продуктивного парагенезиса является низкопробное самородное золото; роль сульфосоединений серебра незначительна. В геохимическом спектре руд существенную роль играют As и Mo; характерно высокое золото-серебряное отношение (2 : 1–1 : 4). Специфической чертой рудопроявления Нижний Биркачан, является его локализация среди интрузивных пород – гранодиорит-порфиров булунского интрузивного комплекса – внедрение которых завершало развитие Кедонского вулканоплутонического пояса [Горячев и др., 2017]. Полученный нами U-Pb возраст циркона из этих пород, составляющий 335 ± 2 млн лет, позволяет существенно уточнить как верхнюю возрастную границу Кедонского пояса, так и нижнюю – Au-Ag оруденения. С учетом этих данных, а также полученных нами ранее $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировок рудных жил и секущих их даек [Акинин и др., 2020; Глухов и др.,

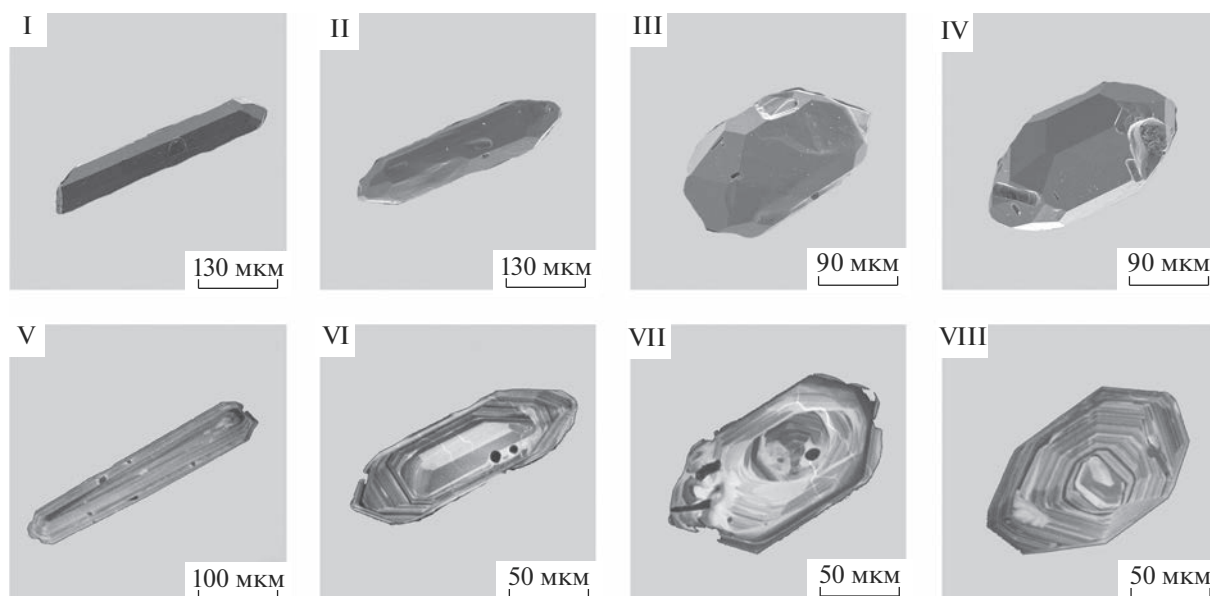


Рис. 8. Морфология кристаллов циркона из рудовмещающих кварцевых гранодиорит-порфиров месторождения Нижний Биркачан.

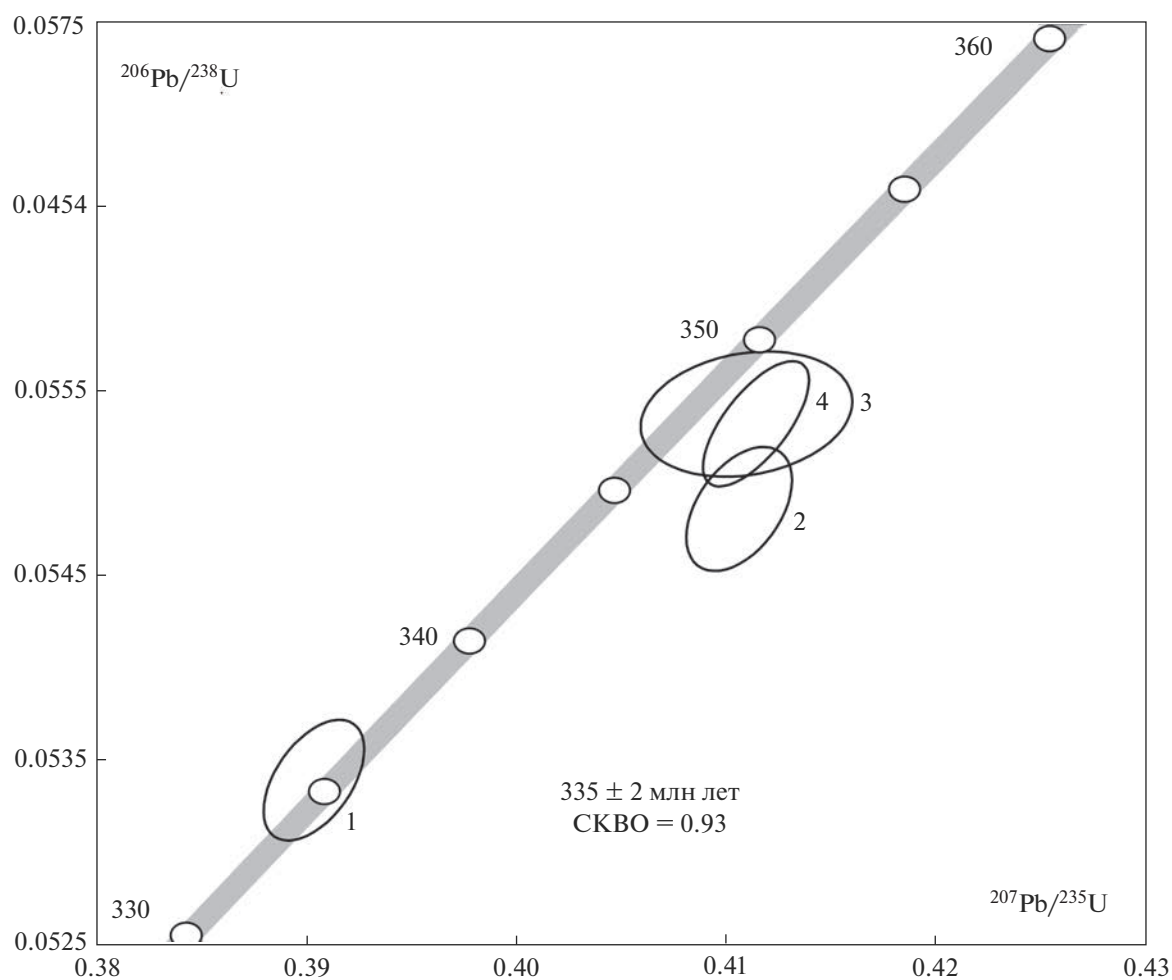


Рис. 9. U-Pb диаграмма с конкордией рудовмещающих кварцевых гранодиорит-порфиров месторождения Нижний Биркачан.

Таблица 6. Результаты U-Pb изотопных исследований циркона

№ п/п	Размерная фракция (мкм) и характеристика циркона	Навеска, мг	Pb, мкг/г	U, мкг/г	Изотопные отношения						Возраст, млн лет		
					$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	<i>Rho</i>	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
1	50–80, 8 зерен, дл.-пр.	—*	U/Pb = 15.6	120	439	0.0530 ± 2	0.2994 ± 1	0.3903 ± 20	0.0534 ± 1	0.51	335 ± 2	335 ± 1	329 ± 10
2	50–80, 20 зерен, призм.	0.08	12.7	120	95	0.0543 ± 2	0.2455 ± 1	0.4105 ± 16	0.0549 ± 1	0.46	349 ± 1	344 ± 1	382 ± 8
3	50–80, 20 зерен, дл.-пр.	0.1	9.31	139	757	0.0539 ± 1	0.2683 ± 1	0.4113 ± 8	0.0553 ± 1	0.69	350 ± 1	347 ± 1	367 ± 3
4	50–80, 2 зерна, кор.-пр.	—*	U/Pb = 16.1	16.1	838	0.0537 ± 5	0.2460 ± 2	0.4106 ± 40	0.0554 ± 2	0.20	349 ± 3	347 ± 2	360 ± 25

Примечания. * – навеска циркона не определялась; ^a – изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; *Rho* – коэффициент корреляции ошибок отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам.
Сокращения: призм. – призматические, дл.-пр. – длиннопризматические, кор.-пр. – короткопризматические.

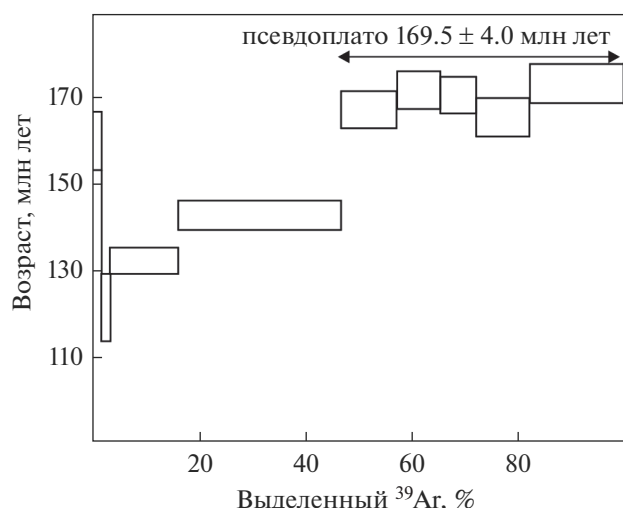


Рис. 10. Результаты Ar-Ar датирования адуляра из рудных жил месторождения Нижний Биркачан.

2021, 2022], возраста перекрывающих вулканиты осадочных пород [Терехов, 1979] и присутствия их обломков в рудных жилах [Волков и др., 2021], возраст золото-серебряного оруденения Кедонского вулcano-плутонического пояса можно принять в интервале 290–335 млн лет.

Что касается значительного (более 35 млн лет) разрыва между U-Pb возрастом рудовмещающих и вулканитов (на месторождении Кубака) и интрузий (на Нижнем Биркачане), и Ar-Ag возрастом адуляра из рудных тел месторождений Кубака, Биркачан, Нижний Биркачан, то, как мы уже неоднократно упоминали ранее [Акинин и др., 2020; Глухов и др., 2021, 2022], следует иметь в виду, что Ar-Ag датирование показывает верхний возрастной предел минерализации, т.е., что она не моложе данного значения. Оно также прямо подтверждается датировками секущих рудных тел даек на Кубаке [Акинин и др., 2020], и косвенно – полученными нами Ar-Ag датировкой по Нижнему Биркачану, отражающей, по нашему мнению, также возраст внедрения данных даек.

ВЫВОДЫ

1. Месторождение Нижний Биркачан по своему геологическому строению и составу руд весьма близко другим Au-Ag месторождениям Кедонского вулcano-плутонического пояса позднепалеозойского возраста.
2. Как и другие объекты Кедонского пояса, месторождение было сформировано в возрастном интервале 290–335 млн лет.
3. Специфическими особенностями месторождения, характерной для всей Au-Ag минерализации Кедонского пояса, является низкие сульфидность и серебристость руд.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность за помощь в работе В.В. Акинину и О.Т. Соцкой (СВКНИИ ДВО РАН), С.Ф. Петрову и С.В. Трофимову (АО «Полиметалл УК»).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акинин В.В., Глухов А.Н., Ползуненков Г.О., Альшевский А.В., Алексеев Д.И. Возраст эпитеpмального золото-серебряного оруденения на месторождении Кубака (Омолонский кратонный террейн, Северо-Восток России): геологические и изотопно-геохронологические (U-Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) ограничения // Тихоокеанская геология. 2020. Т. 39. № 1. С. 37–47.
- Волков А.В., Прокофьев В.Ю., Савва Н.Е., Колова Е.Е. Геохимические особенности рудообразующего флюида палеозойского Au-Ag эпитеpмального месторождения Ольча (Северо-Восток России) // Доклады Академии Наук. 2013. Т. 450. № 1. С. 71–75.
- Волков А.В., Сидоров А.А., Савва Н.Е., Прокофьев В.Ю., Колова Е.Е., Мурашов К.Ю., Земскова М.И. Особенности эпитеpмального рудообразования в Кедонском палеозойском вулcanoплутоническом поясе Северо-Востока России, по данным геохимических исследований Au-Ag оруденения // Вулканология и сейсмология. 2016. № 6. С. 3–21.
- Волков А.В., Савва Н.Е., Ишков Б.И., Сидоров А.А., Колова Е.Е., Мурашов К.Ю. Эпитеpмальное Au-Ag месторождение Бургали в палеозойском Кедонском вулканическом поясе (Северо-Восток России) // Геология рудных месторождений. 2021. Т. 63. № 1. С. 40–61.
- Глухов А.Н., Приimenко В.В., Самсонов А.А. К вопросу о возрасте и тектонической позиции эпитеpмального золотого оруденения Омолонского массива (Северо-Восток Азии) // Вестник МГУ. 2021. № 6. С. 61–69.
- Глухов А.Н., Акинин В.В., Ползуненков Г.О., Альшевский А.В. Возраст эпитеpмального золото-серебряного оруденения на месторождении Кубака (Омолонский кратонный террейн, Северо-Восток России): геологические и геохронологические (U-Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) ограничения / Дискуссии // Тихоокеанская геология. 2022. Т. 41. № 6. С. 111–116.
- Горячев Н.А., Егоров В.Н., Савва Н.Е., Кузнецов В.М., Фомина М.И., Рожков П.Ю. Геология и металлогения фанерозойских комплексов юга Омолонского массива. Владивосток: Дальнаука, 2017. 312 с.
- Калинин А.И., Константинов М.М., Стружков С.Ф. Геологическое строение месторождения Ольча, Омолонский массив // Руды и металлы. 2002. № 4. С. 41–47.
- Котляр И.Н. Возраст золотых руд месторождения Кубака // Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии. Материалы IV регионального петрографического совещания пол Северо-Востоку России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 156–159.
- Котляр И.Н. Петрологическое моделирование при прогнозе и оценке золото-серебряного оруденения в слабо освоенных горнорудных районах // Магматизм и оруденение Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 34–56.
- Лейер П.У., Иванов В.В., Раткин В.В., Бандтцен Т.К. Эпитеpмальные золото-серебряные месторождения Северо-Востока России: первые $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -определения возраста руд // Доклады АН СССР. 1997. Т. 356. № 5. С. 665–658.

- Леонов В.Л., Гриб Е.Н. Структурные позиции и вулканизм четвертичных кальдер Камчатки. Владивосток: Дальнаука, 2004. 189 с.
- Наталенко М.В., Стружков С.Ф., Рыжов О.Б., Вакин М.Е., Ишков Б.И., Гиллес Б., Карчавец В.П., Устинов В.И., Шергина Ю.П. Геологическое строение и минералогия месторождения Биркачан // Руды и металлы. 2002. № 6. С. 37–52.
- Приймченко В.В., Глухов А.Н., Акинин В.В., Фомина М.И., Михалицина Т.И., Пономарчук А.В., Ползуненков Г.О. Золото-серебряное вулканогенно-плутоногенное месторождение Невенрекан (Магаданская область, Россия): вмещающие породы, околорудные метасоматиты, возраст и вещественный состав руд // Вулканология и сейсмология. 2022. № 1. С. 54–72.
- Савва Н.Е. Минералогия серебра Северо-Востока России. М.: Триумф, 2018. 518 с.
- Савва Н.Е., Шахтыров В.Г. Золото-серебряное месторождение Ольча: тектоническая позиция, структура и минералогическая характеристика // Геология рудных месторождений. 2011. Т. 53. № 5. С. 462–486.
- Сидоров А.А., Савва Н.Е., Ишков Б.И., Волков А.В., Степанов В.А., Шишакова Л.Н. Возраст эпitherмального золото-серебряного оруденения на месторождении Кубака (Омолонский кратонный террейн), Северо-Восток России: геологические и изотопно-геохронологические (U-Pb, $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$) ограничения / Дискуссии // Тихоокеанская геология. 2021. Т. 40. № 2. С. 90–97.
- Степанов В.А., Шергина Ю.П., Шкоробочаева Г.С., Шишакова Л.Н., Рублев А.Г. Возраст руд Кубакинского месторождения золота (Омолонский массив) // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17. № 5. С. 89–97.
- Степанов В.А., Шишакова Л.Н. Кубакинское золото-серебряное месторождение. Владивосток: Дальнаука, 1994. 195 с.
- Степанов В.И., Шишакова Л.Н., Лайпанов Х.Х. Месторождение золото-серебряной формации в вулканиках кедонской серии // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. 1991. Вып. 27. С. 150–158.
- Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 5. С. 438–452.
- Терехов М.И. Стратиграфия и тектоника южной части Омолонского массива. М.: Наука, 1979. 116 с.
- Черняев Е.В., Черняева Е.И. Структура и условия локализации золотого оруденения Кубакинского рудного поля // Известия Томского политехнического университета. 2001. Т. 304. Вып. 23. Геология, поиски и разведка полезных ископаемых Сибири. С. 225–243.
- Hedenquist J.W. Mineralization associated with volcanic-related hydrothermal systems in the Circum-Pacific Basin / Ed. M.K. Horn // Transactions of the Fourth Circum Pacific Conference on Energy and Mineral Resources, Singapore, 18–22 August 1987 // American Association of Petroleum Geologists. 1987. P. 517–524.
- Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // Geochim. Cosmochim. Acta. 1973. V. 37. P. 485–494.
- Ludwig K.R. Isoplot 3.70. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Spec. 2003. V. 4.
- Sillitoe R.H., Hedenquist J.W. Linkages between volcano-tectonic setting, ore-fluid composition and epithermal precious-metals deposits // SEG Special Publication. 2003. № 10. P. 315–343.
- Stacey J.S., Kramers I.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. № 2. P. 207–221.

Gold-Silver Epithermal Deposit the Lower Birkachan (Omolonsky Massif, North-East of Russia): Geological Structure, Ore Mineralogy, Age

A. N. Glukhov¹, *, V. V. Priymenko¹, **, A. B. Kotov², ***, M. I. Fomina¹, ****, E. B. Salnikova², T. I. Mikhailsyna¹, and G. O. Polzunenkov¹

¹North-East Interdisciplinary Scientific Research Institute of Far East Branch, of the Russian Academy of Science, Portovaya str., 16, Magadan, 685000 Russia

²Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, Makarova emb., 2, St.-Petersburg, 199034 Russia

*e-mail: glukhov76@list.ru

**e-mail: priymenkovladimir@gmail.com

***e-mail: abkotov-spb@mail.ru

****e-mail: mif-74@yandex.ru

Described of structure, mineralogy and age of ore and hosted rocks of the recently explored Nizhniy Birkachan Au-Ag epithermal deposit. The orebodies is a quartz-carbonate-adularia veins and veining zones, that hosted porphyry granodiorites with U-Pb age (ID-TIMS) 335 ± 2 Ma. The ore contain low sulfides, low Ag grades. Main ore minerals – pyrite. Silver minerals represented by tennantite-tetraedrite, Ag sulfide, native Au and Ag, gessite, The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age of adularia from vein 169 ± 4 Ma. This young age we explain by rejuvenation of isotope system after intrusion of non-mineralized Jurassic mafic dykes. The main features of Nizhniy Birkachan Au-Ag epithermal deposit similar with other Au-Ag deposits of Kedon magmatic belt of the Omolon massif. All that was formed in 290–335 Ma age interval.

Keywords: veins, low sulfidization, Late Paleozoic, isotope system, dikes

УДК 550.36+551

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ГЕЛИЯ В ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ЮЖНО-БАЙКАЛЬСКОЙ И ЮЖНО-ХАНГАЙСКОЙ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЯХ

© 2023 г. К. М. Рычкова^а, *, О. И. Кальная^а, **

^аТувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН,
ул. Интернациональная, 117а, Кызыл, 667007, Республика Тыва, Россия

*e-mail: klara6@inbox.ru

**e-mail: kalnaja@mail.ru

Поступила в редакцию 23.09.2022 г.

После доработки 27.02.2023 г.

Принята к публикации 10.04.2023 г.

В статье рассмотрен изотопный состав гелия ($^3\text{He}/^4\text{He} = R$) в подземных водах Южно-Байкальской (ЮБВО) и Южно-Хангайской вулканических областях (ЮХВО) в позднекайнозойский период. Установлены различия в поведении и величине этого параметра. Установлено, что различия в содержании $^3\text{He}/^4\text{He}$ в ЮБВО и ЮХВО отвечают мантийным резервуарам, имеющим разный изотопный состав гелия. Это подтверждает, что позднекайнозойский вулканизм ЮБВО и ЮХВО контролируется мантийными источниками, связанными с мантийными плюмами Центрально-Азиатского горячего поля мантии.

Ключевые слова: изотопный состав гелия, источники, подземные воды, тепловой поток, мантийный гелий, вулканы, Южно-Байкальская вулканическая область, Южно-Хангайская вулканическая область

DOI: 10.31857/S0203030623700207, EDN: WQQUCG

ВВЕДЕНИЕ

Вулканические области в Центральной и Восточной Азии объединены во внутриплитную вулканическую провинцию [Коваленко и др., 2010]. В ней выделены Центрально-Азиатская и Дальневосточная вулканические субпровинции. Наиболее крупнейшими в Центрально-Азиатской вулканической субпровинции (ЦАВС) являются Южно-Байкальская и Южно-Хангайская вулканические области.

Позднекайнозойская эпоха Центрально-Азиатской внутриплитной вулканической субпровинции характеризуется рифтогенной и вулканической активностью. На обширной площади возникли рифтовые зоны и вулканические области. Самой крупной является Байкальская рифтовая зона (БРЗ) протяженностью более 2200 км. На западном фланге БРЗ возникает Южно-Байкальская вулканическая область (ЮБВО) (рис. 1). В Центральной Монголии в позднем кайнозое возобновляется деятельность Южно-Хангайской вулканической области (ЮХВО). Формирование вулканических областей вызывает дискуссии. Часть исследователей связывают магматизм с коллизионными процессами Северной Азии с Индийским континентом и влиянием конвективных

ячеек в верхней мантии с утонением литосферы по механизму активного рифтогенеза, обусловившим пространственное распределение вулканизма в рассматриваемом регионе [Расказов и др., 2000]. Есть взгляды, в которых магматизм ЦАВС связан с субдукцией Тихоокеанской плиты под Азиатский континент [Зорин и др., 2006]. Стагнированный слэб Тихоокеанской плиты является источником флюидов и инициирует конвективные ячейки, которые обуславливают поднятие горячей мантии к поверхности [Зорин и др., 2006]. Деятельность мантийных плюмов в образовании ЮБВО и ЮХВО подтверждена глубинными сейсмотомографическими данными [Кулаков, 2008; Бушенкова и др., 2008; Мордвинова и др., 2015]. Согласно работе [Zhao, 2009] плюм выявлен в основании ЮБВО. По мнению [Мордвинова и др., 2015, с. 337], генерация мантийных плюмов "... обусловлена оттоком тепла из-под ... литосферы Сибирского кратона и Гобийского Алтая ...". Есть представления, что позднекайнозойский вулканизм ЦАВС контролируется мантийными источниками внутриплитного типа, связанными с мантийными плюмами Центрально-Азиатского горячего поля мантии, входящими в ветвь Тихоокеанского суперплюма [Ярмолюк и др.,

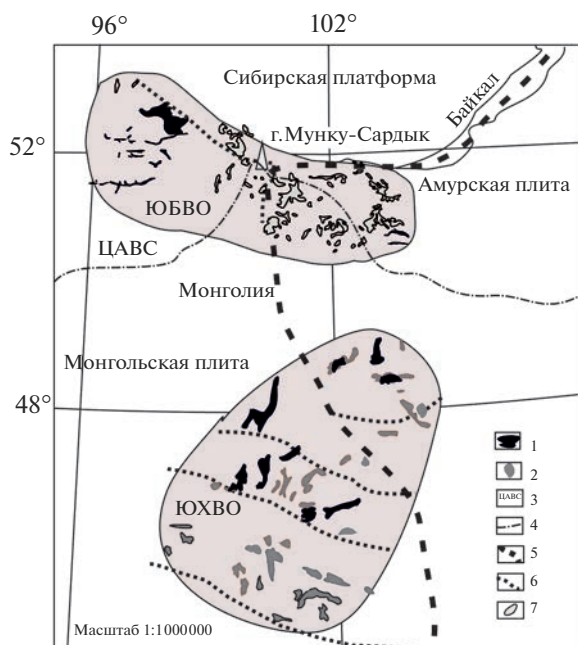


Рис. 1. Схема положения Южно-Байкальской и Южно-Хангайской вулканических областей в Центрально-Азиатской вулканической субпровинции (по [Ярмолюк и др., 2011]).

1, 2 — позднелихтеновые лавовые поля: 1 — позднелихтеновые—плистоцен—голоценовые, 2 — допозднелихтеновые—голоценовые; 3 — территория ЦАВС; 4 — граница Монголии; 5 — граница между Амурской и Монгольскими плитами (по [Зоненшайн и др., 1990]); 6 — грабены; 7 — контуры вулканических областей: ЮБВО и ЮХВО.

1994, 2003, 2011; Грачев, 1998а; Геншафт, Салтыковский, 2000].

Вулканизм в этих областях сопровождался активной гидротермальной деятельностью, что позволяет определить изотопный состав гелия $^3\text{He}/^4\text{He}$ (R), поставляемый циркулирующими водами. Согласно [Поляк и др., 1979; Мамырин, Толстухин, 1981; Поляк, 1988], изотопный состав гелия является надежным индикатором для плюмов. Отношение R в земных объектах варьирует в пределах трех порядков величин от $\approx n \times 10^{-5}$ до $n \times 10^{-8}$. Самое минимальное значение отвечает древней платформенной коре, в которой в результате распада урана и тория увеличивается содержание ^4He и изотопный состав гелия $^3\text{He}/^4\text{He}$ уменьшается до $\approx (2 \pm 1) \times 10^{-8}$ [Толстухин, 1986]. Такой гелий называют коровым ($R_{\text{кор}}$). В атмосфере R составляет 140×10^{-8} [Мамырин, Толстухин, 1981]. В первозданном солнечном гелии, захваченном Землей при аккреции, $R_{\text{SOLAR}} \approx$ составляло около 4.3×10^{-4} [Мамырин, Толстухин, 1981; Поляк и др., 2020]. За время эволюции Земли содержание его уменьшилось за счет диссипации и разбавления радиогенным гелием ^4He . Вы-

сокое содержание R в MORB = $(1.15 \pm 0.1) \times 10^{-5}$ присуще базальтам и гидротермам срединно-океанических хребтов [Marty, Tolstikhin, 1998]. В расплавах более глубинного вещества мантийных плюмов изотопный состав гелия достигает 4×10^{-5} [Грачев, 2003, табл. 1]. Гелий мантии поступает в кору вместе с мантийными расплавами и затем диффундирует во вмещающие комплексы. Он смешивается с коровым гелием в разной пропорции и становится, как и тепловой поток, региональной характеристикой структурно-тектонических единиц. Между тепловым потоком (q) и изотопным составом гелия существует прямая корреляционная связь: $qR = 18.23 \lg R + 181.82$, свидетельствующая, что разнородные параметры — геохимический (R) и геофизический (q) — обусловлены единым процессом тепломассопереноса и являются его индикаторами [Поляк и др., 1979, 1988]. В настоящее время эта связь широко применяется как для уточнения, детализации, так и для оценки теплового потока во многих регионах земного шара [Хуторской и др., 1991; Du, 1992; Лысак, Писарский, 1999; Italiano F. et al., 2000; Bellani et al., 2015; Newell et al., 2015; Поляк, 2020].

В предлагаемой статье рассмотрено распределение изотопного состава гелия в подземных водах как единственно надежного критерия связи с мантией и объясняется различие этих величин в ЮБВО и ЮХВО.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

ЮБВО охватывает хр. Хамар-Дабан на востоке, на северо-востоке — хр. Восточный Саян, включает в южной части Дархатскую котловину и Сангиленское нагорье, в западной части включает Тувинский межгорный прогиб. Заложение ЮБВО произошло на стыке Сибирской платформы и подвижных Монгольской и Амурской плит [Зоненшайн, Савостин, 1979]. Главный Саянский разлом разделяет Сибирскую платформу и Монгольскую плиту. Граница с Амурской плитой ограничена тройной системой грабенов БРЗ (рис. 2). Структура региона образовалась в результате нескольких этапов тектогенеза, протекавших от докембрия до ордовика включительно. Самый древний кристаллический фундамент, образующий структурно-формационную зону байкалитид, представлен метаморфическим комплексом рифея и венда, а также венда-кембрия, слагающий центральную часть ЮБВО, Восточный Саян, а на юге — Сангиленское нагорье. Зона ранних каледонид занимает северо-западную часть ЮБВО и слагает Тувинский межгорный прогиб. Он образован вулканогенно-осадочными образованиями докембрия и нижнего кембрия с массивами гранитоидных нижнепалеозойских интрузий. На востоке ЮБВО высокометаморфизованные породы каледонид слагают хр. Хамар-Дабан [Геология

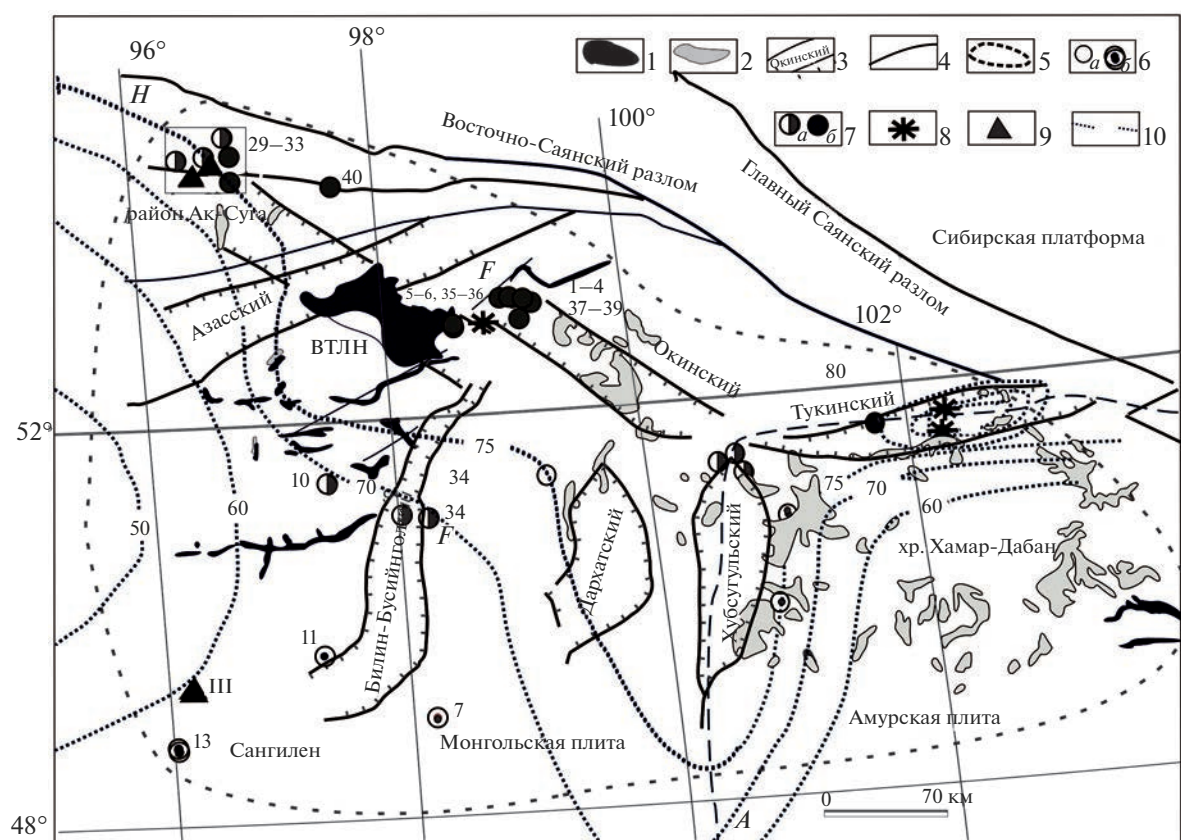
Таблица 1. Объем и интенсивность позднекайнозойского вулканизма в Южно-Байкальской и Южно-Хангайской вулканических областях (по данным [Ярмолюк и др., 1994, 2003; Сугоракова и др., 2003])

Этапы	Длительность, млн лет	Объем излившихся лав, км ³		Интенсивность вулканизма, км ³ /млн лет	
		ЮБВО	ЮХВО	ЮБВО	ЮХВО
Раннемиоценовый	6	10000*	275**	1700	46
Средне-позднемиоценовый	10	3500*	900**	350	90
Плиоценовый	3	50 (?)*	60**	16	20
Эоплейстоцен-голоценовый	<3	800***	300**	267	100
Итого		14300	1285	2333	256
Размер области, км ²		157500*	112500**	0.01 км ³ /км ²	0.002 км ³ /км ²

Примечание. * — данные из статьи [Ярмолюк и др., 2003]; ** — данные из статьи [Ярмолюк и др., 1994]; *** — данные из статьи [Сугоракова и др., 2003].

СССР ..., 1966; Кузьмичев, 2004]. Для всего региона характерно общее поднятие, при этом скорость поднятия хребтов значительно выше той, которая отмечается для межгорных прогибов [Зяткова, 1977].

Южно-Хангайская вулканическая область (ЮХВО) охватывает Хангайское нагорье и его северо-восточное обрамление с прилегающими к нему с юга Гоби-Алтайской, а с севера — Северо-Монгольской рифтовыми зонами (рис. 3). Разви-

**Рис. 2.** Схема распределения изотопного отношения гелия и теплового потока в Южно-Байкальской вулканической области.

1, 2 — вулканические поля: 1 — позднеплиоцен–плейстоцен–голоценовые, 2 — допозднеплиоцен–голоценовые; 3 — грабен, его название; 4 — разломы; 5 — контур ЮБВО; 6–8 — пункт определения изотопного отношения гелия, его номер, величина $(^3\text{He}/^4\text{He}) \times 10^{-8}$ соответственно: 6 — (6–17) $\times 10^{-8}$ (а), (18–50) $\times 10^{-8}$ (б), 7 — (51–140) $\times 10^{-8}$ (а), (141–420) $\times 10^{-8}$ (б), 8 — $>420 \times 10^{-8}$; 9 — пункты измерений теплового потока в скважинах (мВт/м²); 10 — изолинии теплового потока, его величина (мВт/м²). Схема строения области — по [Ярмолюк и др., 2003].

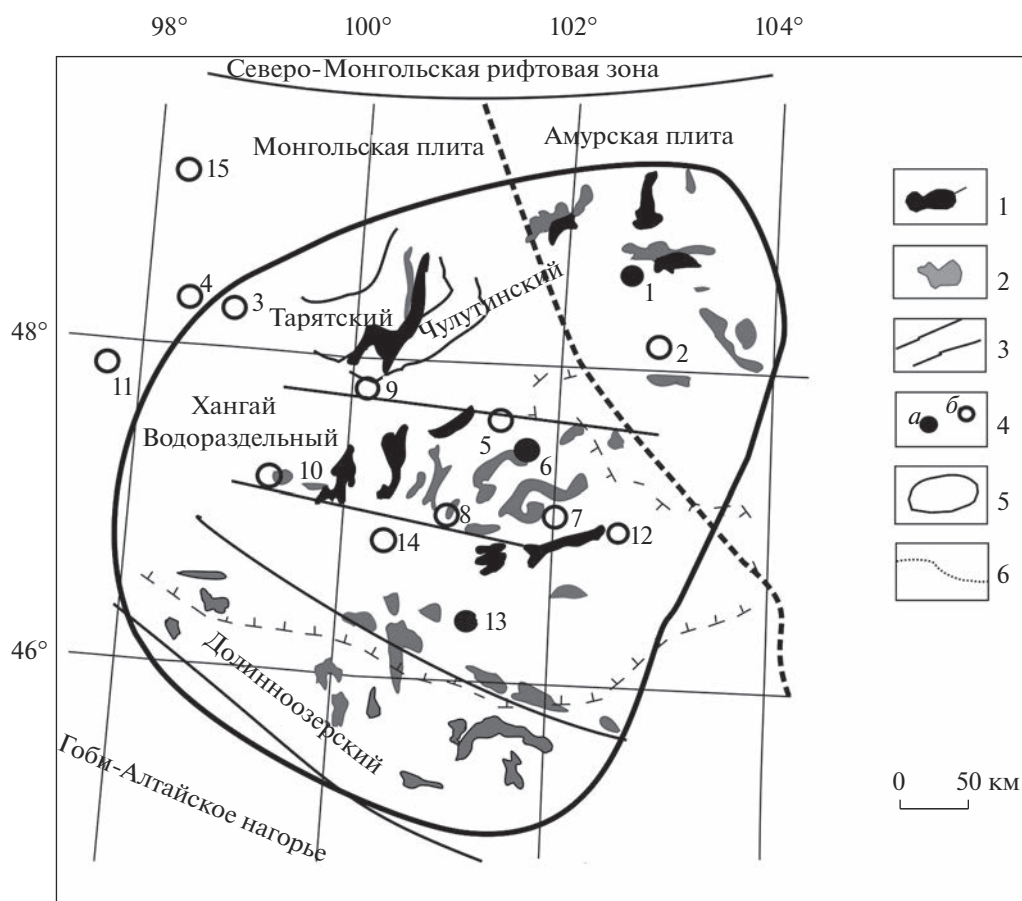


Рис. 3. Схема распределения отношения изотопов гелия Южно-Хангайской вулканической области. 1, 2 – вулканические поля: 1 – позднелицен–плейстоцен–голоценовые, 2 – допозднеплицен–голоценовые; 3 – грабены, их названия; 4 – пункты определения отношения изотопов гелия: $R < 20 \times 10^{-8}$ (а), $R > 20 \times 10^{-8}$ (б); 5 – контур ЮХВО; 6 – граница между Амурской и Монгольской плитами. Схема строения области – по [Ярмолюк и др., 2011].

тие ЮХВО прослеживается с поздней юры до настоящего времени [Ярмолюк и др., 1994, 1995]. Строение территории определяет комплекс разновозрастных террейнов, от раннедокембрийских до раннекаледонских. Вулканы допозднекайнозойского периода связаны с Гоби-Алтайской рифтовой зоной. Позднекайнозойский период вулканизма проявлен севернее Гоби-Алтайской рифтовой зоны и связан с рифтогенными процессами Хангайского нагорья. Хангайское нагорье представляет собой сводовое поднятие, сложенное позднепалеозойской корой с включением позднепротерозойского блока Западного Хангая, и выделяется системой протяженных грабенов преимущественно широтного простирания.

ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ ЮБВО И ЮХВО

ЮБВО объединяет поля позднекайнозойских базальтов юго-запада Байкальской рифтовой зоны в пределах хребтов Хамар-Дабан и Восточный

Саян на площади $350 \times 450 \text{ км}^2$. Выделено несколько этапов формирования ЮБВО [Ярмолюк и др., 2003]. Самый ранний – позднеолигоценый (34–24 млн лет) этап; его продукты рассредоточены на значительной площади и отнесены к ареальному типу излияний. Представлен реликтами глубоко эродированных щитовых вулканов. Раннемиоценовый (23–17 млн лет) этап характеризуется наиболее мощными излияниями около 10000 км^3 , что составляет около 70% всего объема вулкаников в ЮБВО (табл. 1) [Ярмолюк и др., 2003]. Наиболее масштабное вулканическое плато выделено в пределах западной части современного хр. Хамар-Дабан на площади 18000 км^2 и значительно меньшее плато – примерно в 200 км к северо-западу от первого, на правом борту современного Окинского грабена (см. рис. 2). Хотя оба плато находятся в пределах Тункинского, Хубсугульского и более позднего Окинского грабенов, установлено, что процессы грабенообразования имеют после раннемиоценовый возраст [Ярмолюк и др., 2003]. Предполагается трещин-

ная природа излияний. Подводящие каналы могут представлять субширотные рои даек. В средне–позднемиоценовом этапе (16–6 млн лет) отмечено снижение интенсивности вулканизма. Вулканизм представлен небольшими, пространственно разобщенными лавовыми полями преимущественно в пределах формирующейся структуры тройного сочленения грабенов: Тункинского, Хубсугульского и Окинського, объединенных вершиной г. Мунку-Сардык (3546 м). Такая трехлучевая система грабенов характерна для областей, сформированных над мантийными плюмами, и является их структурной особенностью [Ярмолюк и др., 2003]. Активность вулканизма постепенно снижалась и плиоценовый (6–3 млн лет) этап отвечает вулканическому затишью. Вспышка вулканизма проявилась в позднеплиоцен–плейстоцен–голоценовый (<3 млн лет) этап со смещением на периферию ЮБВО. В северо-западной части Окинського грабена возникло крупное Восточно-Тувинское лавовое нагорье (ВТЛН) и ряд уникальных по протяженности лавовых рек, как по долинам реки Енисей, так и по рекам южного склона хребта Хамар-Дабан [Ярмолюк и др., 2003]. К этому времени относится возникновение Билин-Бусийнгольского грабена, являющегося крайней западной ветвью системы меридиональных Хубсугульских впадин. В верховьях р. Бусийнгол выделены маломощные поля плейстоцен–голоценовых вулканитов.

Южно-Хангайская вулканическая область (ЮХВО) объединяет вулканические проявления Южной и Центральной Монголии, от Гобийского Алтая до Хангайского нагорья (см. рис. 3) [Ярмолюк и др., 1994, 2011; Саватенков и др., 2010]. Позднекайнозойский период вулканизма в ЮХВО отмечен излияниями в позднеолигоценовом этапе (30–22 млн лет). Они связаны с образованием сквозьлитосферного Долиноозерского (ДО) грабена, разделяющего Хангайское нагорье и хребты Гобийского Алтая. Протяженность грабена около 450 км, ширина достигает 40 км. Вулканические проявления образуют крупные поля небольшой мощности на значительной площади более 9000 км², преимущественно в пределах ДО грабена. В раннемиоценовом этапе (22–16 млн лет) интенсивность вулканизма значительно снизилась. Распределение лавовых полей выделено в основном в пределах небольшого раннемиоценового грабена шириной до 5 км и протяженностью около 10 км, примыкающего к северному борту ДО грабена.

Среднемиоценовый этап (15–11 млн лет) характеризуется вспышкой вулканизма в центральной и частично северной части Хангайского нагорья [Ярмолюк и др., 1994]. В центральной части Хангайского нагорья возникает крупное лавовое плато. Позднее возникает Водораздельный грабен (ВГ) в осевой части хр. Хангай. О мощности

излияний (более 500 м) свидетельствуют сохранившиеся фрагменты лавовых потоков на вершинах гор. На протяжении позднемиоцен–плиоценового этапа (10–3 млн лет) активность вулканизма снижалась. Излияния отмечены в пределах среднемиоценового ВГ грабена, а позднее (<7.5 млн лет) проявились и севернее, в Орхон-Селенгинском и Тарятском грабенах, где возникли обширные лавовые плато, мощность которых достигала 70 м.

В плейстоцен голоценовый этап (<3 млн лет) возрастает вулканическая активность. Возникают лавовые потоки в верховьях рек северных склонов Хангайского нагорья. Мощные излияния лавовых потоков в западной части Тарятского грабена сформировали лавовую реку протяженностью не менее 70 км [Ярмолюк и др., 1994].

ЮБВО и ЮХВО имеют как общие закономерности в развитии вулканизма, так и свои особенности. Общие закономерности: приуроченность вулканических областей к границе Монгольской и Амурской плит (см. рис. 1), пульсационный характер (вспышка активности вулканизма и его снижение наблюдается практически одновременно в областях), миграция вулканизма [Ярмолюк и др., 2011]. Миграция вулканизма происходила с юга на север в ЮХВО и с востока на запад в ЮБВО. В петрохимическом отношении породы областей представляют собой основные высококальциевые породы. Отличия в развитии вулканизма состоят в разновременности начала вулканической деятельности. ЮХВО имеет допозднекайнозойскую историю вулканизма с конца поздней юры–начала раннего мела (150–138 млн лет), тогда как в ЮБВО начало вулканической деятельности отнесено к позднеолигоценовому этапу в 34–24 млн лет. Вулканическая деятельность в ЮБВО предвляла грабенообразование и дальнейшее развитие вулканизма происходило при формирующейся системе грабенов [Ярмолюк и др., 2003].

Развитию грабенообразовательных процессов в ЮХВО предшествовало либо оно происходило одновременно с вулканической деятельностью [Ярмолюк и др., 1994]. Монолитное Хангайское сводовое поднятие, по-видимому, ограничивало прорыв вулканических масс на поверхность, и прорыв осуществлялся при начавшемся грабенообразовании. Объем извержений в ЮБВО составил >14350 км³, в ЮХВО – >1285 км³ [Ярмолюк и др., 1994, 2003] (см. табл. 1). Интенсивность вулканизма на единицу площади в ЮБВО почти на порядок выше, чем в ЮХВО (см. табл. 1).

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Изучение изотопного состава гелия в подземных водах Байкальского рифта начато в 1976 г.,

когда в водах Тункинской впадины БРЗ были обнаружены величины R , практически совпадающие с типичными для резервуара MORB. Это послужило дальнейшему изучению R в БРЗ и прилегающих районах Монголии. В работе [Поляк, 2000] обобщены результаты изучения изотопного состава гелия в 104 пунктах наблюдений Байкало-Монгольского региона за последнюю четверть XX века. Определения R в подземных водах Тувы, включающей юго-западный фланг БРЗ, было начато в 2003 г. сотрудниками института ТуВИКОПР СОРАН с целью определения и уточнения теплового потока Тувы. Опробовано более 44 источников. Результаты работ изложены в работах [Рычкова и др., 2007; Дучков и др., 2010; Рычкова, Монгуш, 2018; Рычкова, Аюнова, 2019]. Для ЮБВО изучены 36 пунктов наблюдений (табл. 2). Из них использованы данные по 10 пунктам из публикации [Поляк, 2000, табл. 1] и данные по 26 пунктам из статьи [Рычкова, Монгуш, 2018, табл. 1]. Для ЮХВО использованы данные по 14 пунктам — (табл. 3) по данным [Поляк, 2000, табл. 1].

Пробы на изотопный состав газов отбирались согласно апробированной методике [Каменский и др., 1976; Справочник ..., 1998]. Анализ проб производился в лаборатории геохронологии и геохимии изотопов ГИ КНЦ РАН (г. Апатиты) на масс-спектрометре МИ-1201. Дегазация (вакуумная) воды и газовый анализ осуществлялись на стеклянной ртутной установке типа Хлопина-Герлинга. В пробах определялись концентрации He , Ne , иногда Ar , а также отношения изотопов $R = {}^3\text{He}/{}^4\text{He}$, ${}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne}$, и ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$. Повторное опробование в течение 2–10 лет нескольких групп источников показало постоянство уровня изотопного состава гелия во времени, что позволяет обосновать возможность выявления их латеральных различий.

Чтобы исключить влияние контаминации проб атмосферным гелием ($R_{\text{атм}} = 1.4 \times 10^{-6}$), возможной при смешивании восходящих потоков с инфильтрационными водами, была введена поправка (см. табл. 1), исключаяющая долю атмосферного гелия в балансе пробы согласно формуле [Поляк, 2000]:

$$R_{\text{испр}} = \left[R_{\text{изм}} \left({}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne} \right)_{\text{изм}} - R_{\text{атм}} \left({}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne} \right)_{\text{атм}} \right] / \left[\left({}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne} \right)_{\text{изм}} - \left({}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne} \right)_{\text{атм}} \right]. \quad (1)$$

В большинстве исследованных образцов величина $R_{\text{испр}}$ практически близка к $R_{\text{изм}}$, что указывает на отсутствие либо на незначительную контаминацию атмосферным гелием. Полученные значения $R_{\text{изм}}$ и $({}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne})_{\text{изм}}$ сравнивались с атмосферными значениями $R_{\text{атм}}$ и $({}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne})_{\text{атм}} = 0.3$ (рис. 4). Практически все пробы ЮБВО находят-

ся в зоне смешения между коровой и мантийной компонентами. Они в разной степени содержат глубинные коровый и мантийный гелий, за исключением источников 31, 33, находящихся вблизи точки, характеризующей атмосферу (AIR). Источники ЮХВО также расположены в зоне смешения между коровой и мантийной компонентами, но тяготеют к коровой составляющей. Оценка доли гелия мантии (He_m) в общем количестве гелия в пробе ($\text{He}_{\text{изм}}$) (см. табл. 1) была произведена по формуле [Поляк, 2000]:

$$\text{He}_m/\text{He}_{\text{изм}} = (R_{\text{испр}} - R_k)/(R_m - R_k), \quad (2)$$

где $R_k = 2 \times 10^{-8}$ и $R_m = 1200 \times 10^{-8}$ и варьирует в пробах от 3 до 38%. Значения $R_{\text{испр}}$ были использованы для оценки теплового потока по формуле [Поляк, 1988]:

$$qR = 18.23 \lg R + 181.82. \quad (3)$$

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА ГЕЛИЯ И ТЕПЛОВОГО ПОТОКА

Самые высокие, практически равные мантийным MORB, $R = 11 \times 10^{-6}$ [Грач, 2003, табл. 6, с. 628], значения R от $(620 \text{ до } 1120) \times 10^{-8}$ выявлены в центральной части Тункинской впадины в водах источников курорта “Аршан” и скважинах курорта “Жемчуг” (см. табл. 2, рис. 2). Как было сказано выше, вулканическая деятельность в районе Тункинской впадины неоднократно проявлялась в позднем кайнозое с наиболее мощными излияниями в раннем миоцене и плейстоцене. Максимальная мощность вулканического плато в миоцене достигала 500–600 м и оно граничило с современным положением Тункинской впадины [Ярмолюк, 2003]. Вспышка в плейстоцен–голоценовый период привела к образованию лавовых рек значительной протяженности на южных склонах хр. Хамар-Дабан и к распространению небольших вулканических полей непосредственно как в самой Тункинской впадине, так и по ее бортам.

Повторные инъекции магматизма и его объемы обусловили аномальные значения изотопного состава гелия, достигающие значений MORB. Мантийный гелий составляет 96–98%. На западном фланге Тункинской впадины в источниках и скважинах Ниловой пустыни значения R уменьшаются до 280×10^{-8} , а мантийный гелий до 19–27%. Уменьшение R от 214×10^{-8} до 62×10^{-8} показали источники Окинской впадины, расположенной к северо-западу по простиранию Восточно-Саянской разломной зоны. Мантийный гелий в среднем составляет 12% с максимальным значением 18%. Этот район характеризуется маломощными проявлениями лавовых полей средне–позднемиоценового возраста.

Таблица 2. Изотопы гелия и оценки теплового потока Южно-Байкальской вулканической области

№ источника	Название источника	$R_{\text{изм}} \times 10^{-8}$	$R_{\text{глуб}} \times 10^{-8}$	He, мант %	qR/qT , мВт/м ²	Литературный источник
Тункинская впадина						
41	Курорт Жемчуг, скважины		620–1120	62–94	84/95	Поляк, 2000
42	Курорт Аршан, источник, скважины		860–1100	82–92	84/76	Поляк, 2000
43	Нилова Пустынь, скважины		214–280	19–25	75/61	Поляк, 2000
Источники Окинского грабена						
1	Холун-Угун, 1020	155	156	13	76/	Рычкова и др., 2007
1	Холун-Угун	140		12.5	75/	Бадминов, 2013
2	Шутхулай, 100	210	214	18	78/	Рычкова и др., 2007
2	Шутхулай	180		16	77/	Бадминов, 2013
3	Хойто-Гол, 3805	62	62	5	69/	Рычкова и др., 2007
3	Хойто-Гол	68		7	69	Бадминов, 2013
4	Красные камни, 7700	162	162	13	76/	Рычкова и др., 2007
4	Красные камни	140		12.5	75/	Бадминов, 2013
37	Даргал	64		5.7	69/	Бадминов, 2013
38	Дунду-Гол	140		12.5	75/	Бадминов, 2013
39	Родник, вулкан	190		17	78/	Бадминов, 2013
ИТОГО		140		12	74	
Источники Восточно-Тувинского лавового нагорья						
5	Чойган, 158	420	422	38	84/	Рычкова и др., 2007
5	Чойган	310		28	81/	Бадминов, 2013
6	Биче-Соруг	179	196	16	77/	Рычкова и др., 2007
35	Соруг	280		25	81/	Бадминов, 2013
36	Торпа	370		33	83/	Бадминов, 2013
ИТОГО		312		28	82	
Группа Кандатских источников						
40	Исвен (Йи-Спен)	217	250	21	79/	Рычкова, Монгуш, 2018
30	Шандал-Ой (Соруг)	253	255	21	79/	Рычкова и др., 2013
31	Арыскан (Даштыг)	144	—			Рычкова и др., 2013
32	Нижний Кадыр-Ос	140	140	12	75/	Рычкова и др., 2013
29	Ак-Суг, скважина 8	103	97	8	72/	Рычкова и др., 2013
33	Кизи-Хемские (Чямджак)	122				Рычкова и др., 2013
I	Ак-Суг	—		—	/75	Дучков и др., 1987
II	Арыскан	—		—	/77	Соколова, 2008
ИТОГО			185	16	76	
Билин-Бусийнольский грабен						
7	Тарыс	41	41	3	65/	Рычкова и др., 2007
9	Уш-Бельдир	54	54	5	68/	Рычкова и др., 2007
34	Шишхид-Гол	80	55	5	68/	Рычкова, 2013
10	Маймалыш	129	129	11	74/	Рычкова и др., 2007
11	Салдам	44	43	4	66/	Рычкова и др., 2007
13	Нарын	45	44	4	/66	Рычкова и др., 2007
III	Улуг-Танзек				/60	Дучков и др., 1987
ИТОГО			61	5.34	67	
Хубсугульская впадина						
44	Булнай		46	4	64/	Поляк, 2000
45	Чжилгэ		30	3	67/	Поляк, 2000
46	Дэлгер-Булак		56	5	68/	Поляк, 2000
47	Нарани-Булаг		50	4	67/	Поляк, 2000
48	Обони		142	12	75/	Поляк, 2000
49	Билютыйн		74	6	71/	Поляк, 2000
50	Ульхен		296	25	77/	Поляк, 2000

Примечание. Номера источников и скважин в таблице соответствуют номерам на рис. 2, 4.

Таблица 3. Изотопный состав гелия в подземных водах Южно-Хангайской вулканической области

Название источника	He (He + Ne), ppm	$^3\text{He}/^4\text{He}_{\text{испр}}$	Литературный источник
Сайхан-Хульджи		30	Поляк, 2000
Хульджи	3800	34	Поляк, 2000
Зартын-Холун	1040	5.2	Поляк и др., 1994
Худжулин	2400	11.0	Поляк и др., 1994
Шиберту	3740	9.7	Поляк и др., 1994
Халун-Ус	5490	26	Поляк, 2000
Цаган-Сумеит		14.0	Поляк, 2000
Гьялгар		21	Поляк, 2000
Чулуту	9700	12	Поляк, 2000
Цохот	3170	12.4	Поляк, 2000
Богдо-Ула	1200	6.0	Поляк, 2000
Худжирте	7227	13.0	Поляк, 2000
Шаргалжут	1740	36	Поляк, 2000
Бор-Тал		18	Поляк, 2000

На периферии ЮБВО в источниках Восточно-Тувинского лавового нагорья (ВТЛН), в зоне сопряжения северо-западной части Окинско-Азасского грабенов изотопный состав гелия увеличивается от 196×10^{-8} до 422×10^{-8} при $R_{\text{cp}} = 316 \times 10^{-8}$. Доля мантийного гелия в среднем составляет 31%. Максимальное $R = 422 \times 10^{-8}$ превышает установленное на западном фланге Тункинской впадины $R = 280 \times 10^{-8}$, но уступает субмантийным значениям в ее центральной части. Высокие значения ($R = 422 \times 10^{-8}$) отвечают мощным излияниям позднелигоцен–плейстоцен–голоценового этапа, где объем вулканизма составил более 700 км^3 (см. табл. 1). Восточно-Тувинский лавовый ареал является одним из крупнейших лавовых полей новейшего времени в Центральной Азии [Сугорова и др., 2003]. О неоднократной магматической активизации этого района свидетельствуют продукты среднемиоценового вулканизма как под новейшими вулканами ВТЛН, так и за его пределами. Далее на северо-запад по простиранию Восточно-Саянского разлома за пределы БРЗ в 250 км от ВТЛН (Кандатская группа), изотопный состав гелия уменьшается от 255×10^{-8} до 97×10^{-8} , мантийный гелий – от 8 до 21%, в среднем составляя 16%.

Таким образом, наличие мантийного гелия в подземных флюидах прослеживается по простиранию разломных зон до 600 км от Тункинского максимума на северо-запад за пределы БРЗ. Изотопно-гелиевая аномалия западного фланга БРЗ имеет два разновеликих максимума, отвечающих проявлениям новейшего вулканизма и понижается на флангах.

Хубсугульская и Билин-Бусийнгольская меридиональные впадины представляет собой единый структурный ансамбль. Формирование Хубсугульской впадины началось в среднем миоцене, тогда как Билин-Бусийнгольский грабен (ББГ) является новейшей структурой и вулканизм отмечен маломощными проявлениями плейстоцен–голоценовых вулканитов в верховье р. Бусийнгол [Геологическая карта ..., 1967]. Общее развитие впадин подтверждается согласованным поведением изотопного состава гелия. К югу по простиранию и вкост простирания впадин с востока на запад R уменьшается в Хубсугульской от 1022×10^{-8} до нормальных для древней коры со средним $R = 86 \times 10^{-8}$ [Поляк, 2004], в ББГ R снижается от 422×10^{-8} до 36×10^{-8} со средним 61×10^{-8} [Рычкова и др., 2007]. Убывание мантийного сигнала согласуется с уменьшением размера рифтовых впадин. Хубсугульская впадина является наиболее развитой в системе параллельных рифтов и отвечает прямой проекции горячей точки мантии. ББГ расположен в 180–200 км на крайней периферии ЮБВО и по размерам значительно уступает Хубсугульской. О продолжении мантийного сигнала на запад свидетельствует значение R , равное 66×10^{-8} (ист. Нарын, № 13), указывающее на скрытую разгрузку тепломассопотока на значительной территории.

Таким образом, изотопно-гелиевая аномалия в подземных водах Тункино-Окинско-Саянской разломной зоны имеет черту, характерную для современных континентальных рифтов: упорядоченная изменчивость изотопного состава гелия по простиранию. Наибольшие значения с мантийным гелием 38% и 98% отвечают проявлению

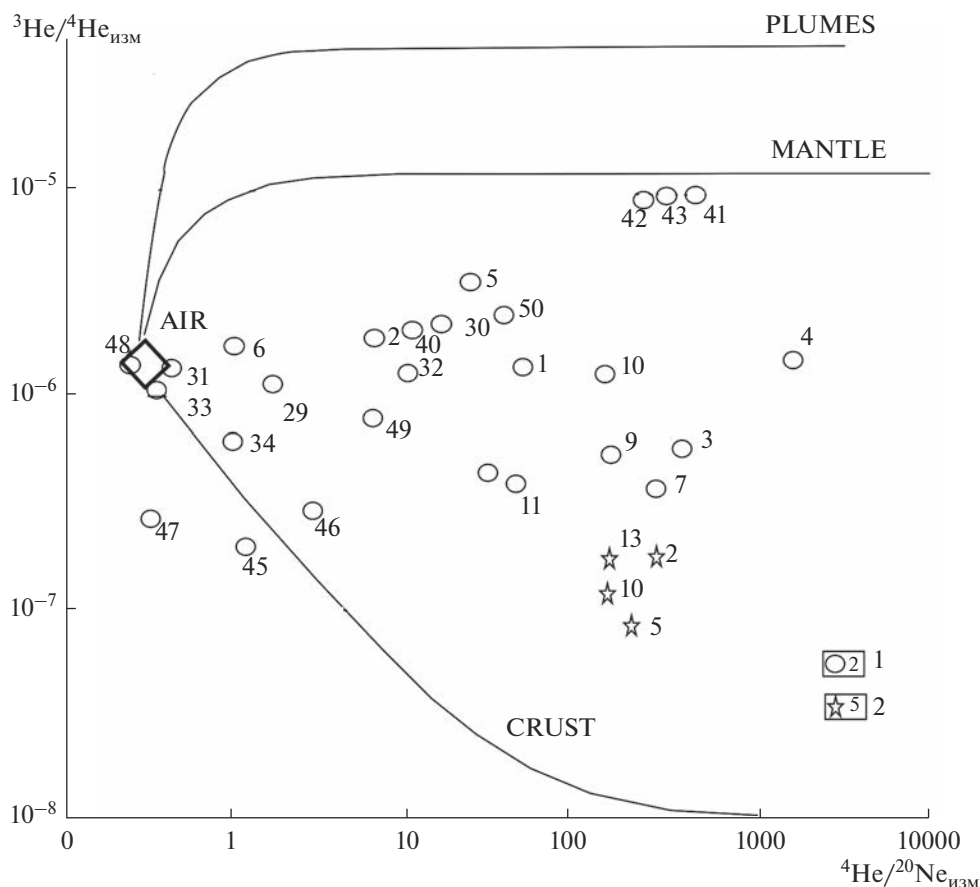


Рис. 4. Соотношение измеренных значений $^3\text{He}/^4\text{He}$ и $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ в источниках Южно-Байкальской и Южно-Хангайской вулканических областях.

Кривые PLUMES и MANTLE (MORB) отвечают значениям $^3\text{He}/^4\text{He}$ и $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ в резервуарах нижней мантии и мантии типа MORB; кривая CRUST отвечает коровым значениям; AIR соответствует атмосферным значениям.

1 — местоположение пробы и ее номер, ЮБВО; 2 — местоположение пробы и ее номер, ЮХВО.

ниям вулканизма с максимальным объемом извержений в наиболее ослабленных участках.

В ЮХВО изотопный состав гелия изучен в подземных водах 15 источников. Из них только четыре источника (№№ 1, 2, 6, 13) имеют повышенные значения R от $(26 \text{ до } 36) \times 10^{-8}$, превышающие нормальный фоновый уровень для палеозойской коры и содержат небольшую примесь мантийного гелия около 2.5% (см. табл. 3), что указывает на поступление гелия из мантии. Согласно [Поляк, 2000], аномальные значения трасируют морфологически не выраженную на этом участке субмеридиональную зону растяжения. У остальных источников R варьирует от $(4.9 \text{ до } 18) \times 10^{-8}$ со средней оценкой $(12.3 \pm 2.9) \times 10^{-8}$, что вполне соответствует фоновым значениям позднепалеозойской коры, слагающей это сооружение. Высокие значения общего гелия до 9700 ppm указывают на его коровую природу [Поляк, 1994] и, согласно [Пиннекер, 1994], газовый состав источников формируется в земной коре.

ТЕПЛОВОЙ ПОТОК

Корреляция прямых (qT) и рассчитанных (qR) по изотопному составу гелия была установлена в Тункинской и Хубсугульской впадинах и для всей БРЗ в работах [Поляк, 1994, 2000; Лысак, Писарский, 1999]. Продолжающаяся корреляция qT и qR на юго-западном фланге БРЗ, начиная с Окинской впадины и далее на северо-запад по простиранию Окинско-Саянско-Билин-Бусийно-гольской разломной зоны показана в работах [Рычкова и др., 2007; Рычкова, Монгуш, 2018; Рычкова, Аюнова, 2019]. В зоне Восточно-Саянского шва в районе Ак-Сугского месторождения расчет косвенных оценок теплового потока qR на уровне 76 мВт/м^2 подтверждает измеренные ранее в скважинах высокие величины теплового потока до $75\text{--}77 \text{ мВт/м}^2$ пункты I–II (см. рис. 2, табл. 2). На территории Сангилена, прилегающей к ББГ и находящейся в одной структурно-формационной зоне, в пунктах 13 и III (см. рис. 2, табл. 2) получено совпадение для измеренных и расчетных

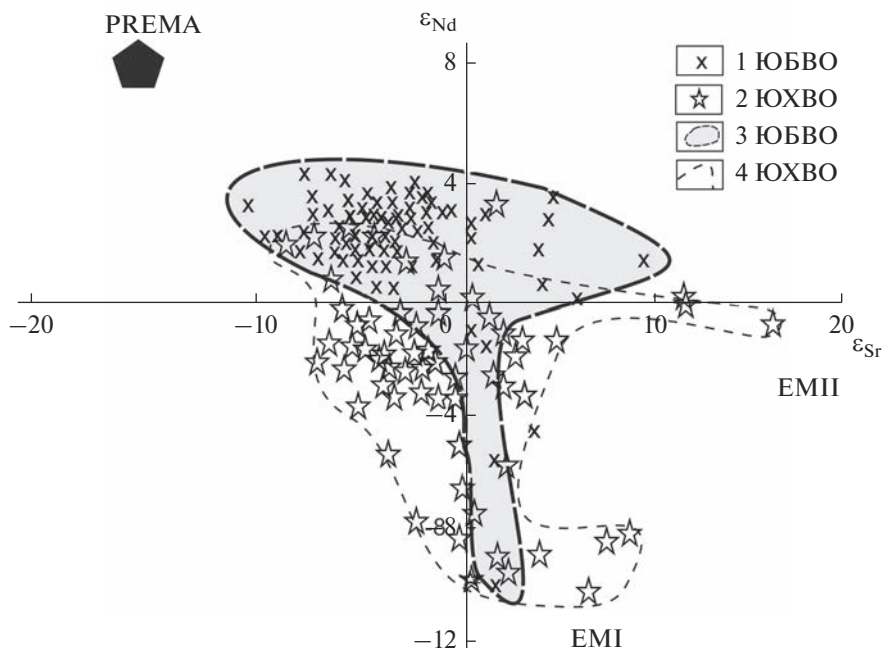


Рис. 5. Положение составов пород Южно-Байкальской и Южно-Хангайской вулканических областей на диаграмме $\epsilon_{Nd}-\epsilon_{Sr}$ (по [Ярмолюк и др., 2011, рис. 6, с. 351]).

1, 2 – составы вулканических пород областей: 1 – Южно-Байкальской вулканической области, 2 – Южно-Хангайской вулканической области; 3, 4 – поле составов пород областей: 3 – Южно-Байкальской вулканической области, 4 – Южно-Хангайской вулканической области.

величин теплового потока на уровне 60–66 мВт/м². Рассчитанные qR в ББГ и измеренные qT на прилегающей территории Сангилены говорят об обширной геотермической аномалии в этом районе, о восходящем тепломассопотоке, доказываемом по изотопно-гелиевым данным [Рычкова и др., 2007]. Таким образом, согласованная вариативность теплового потока и изотопного состава гелия, установленная в Тункинской и Хубсугульской впадинах [Поляк, 2000], продолжается по Окинско-Саянско-Билин-Бусийнгольской зоне на северо-запад и юго-запад ЮБВО и однозначно указывает на разгрузку тепломассопотока из мантии.

В ЮХВО тепловой поток, рассчитанный по значениям R , имеет величину 54–60 мВт/м², что несколько выше континентального фона. Наличие мантийного гелия около 2.5% в подземных флюидах показали 4 источника из 15-ти опробованных. Согласно [Хуторской, 1996, с. 280], тепловой поток в Центральной Монголии отнесен к области мозаичного распределения теплового потока, и он “... генетически связан с обширным внедрением разогретого вещества мантии в протоконтинентальную литосферу и постепенным его остыванием от периферии к ее центру”.

ОБСУЖДЕНИЕ

Изотопный состав гелия в подземных водах ЮБВО и ЮХВО имеет значительные различия. В ЮБВО изотопно-гелиевая специфика однозначно свидетельствует о доли мантийного гелия, варьирующего от 2.5–5 до 98–99%. Значительная протяженность и сопряженная изменчивость $^3\text{He}/^4\text{He}$ и теплового потока на всем протяжении Окинско-Восточно-Саянской разломной зоны указывает на продолжение рифтогенных и магматических процессов за пределы западного фланга БРЗ и подтверждает транспортировку мантийного гелия в кору глубинным тепломассопотоком [Рычкова, Монгуш, 2018].

Максимальное содержание R в подземных водах Тункинской впадины составляют 1.12×10^{-5} , что практически равно данным по верхнемантийному резервуару MORB. В оливинах базальтов Хамар-Дабана (вулкан Думбусун-Дулга) изотопный состав гелия показал максимальные содержания, равные $(36 \text{ и } 48) \times 10^{-6}$ [Грачев, 1998]. Такие содержания R отвечают нижнемантийным резервуарам PREMA и LM с R соответственно равными 30×10^{-6} и 40×10^{-6} [Грачев, 2003, табл. 6, с. 628].

В ЮХВО изотопный состав гелия в подземных водах немного превышает фоновое для палеозой-

ских пород. Но в фенокристах оливинов в базальтах Хангайского нагорья R варьирует от $(0.56 \text{ до } 8.7) \times 10^{-6}$ [Грачев и др., 2003, табл. 1]. Такие величины соответствуют мантийным источникам ЕМ1 и ЕМ2 с R , равным соответственно $(1-6 \text{ и } <10) \times 10^{-6}$ [Грачев, 2003, табл. 6].

Это указывает на мантийные источники с разным содержанием R в ЮБВО и ЮХВО. Изотопному составу гелия в подземных водах и в вулканических породах ЮБВО соответствует нижнемантийный источник PREMA. В ЮХВО значения R как в подземных водах, так и в оливинах базальтов, отвечают мантийным источникам (ЕМ1 и ЕМ2) с R на порядок ниже, чем в ЮБВО. О наибольшей степени влияния нижнемантийного источника PREMA в вулканических образованиях ЮБВО свидетельствуют изотопные характеристики ϵNd и ϵS (составы пород смещены к модельному источнику PREMA) [Ярмолюк и др., 2011] (рис. 5). Вулканы ЮХВО в основном сосредоточены в пределах источника ЕМ1 с небольшим трендом в сторону PREMA.

Таким образом, полученные результаты свидетельствуют, что вулканизм областей имеет мантийные источники с разной величиной изотопного состава гелия. Возможно, что позднекайнозойский вулканизм ЮХВО обусловлен “истощенным” по изотопному составу гелия мантийным источником ввиду его долгой вулканической истории, начиная с ранней перми.

Разломные зоны, сочленяющие Сибирскую платформу и подвижные плиты Монгольскую и Амурскую, являются сквозь литосферными, что делает их проницаемыми для мантийных масс. В ЮХВО меридиональная граница между Монгольской и Амурской плитами на поверхности не выражена. Хангайское поднятие выглядит как монолитное образование, ограниченное с юга и севера двумя широтными глубинными разломами. Сквозь литосферным является Долиннозерский грабен, расположенный на южном склоне Хангайского нагорья, отделяющий Гобийский Алтай, но и он по мощности и протяженности уступает разломным зонам ЮБВО. Мощность земной коры под Хангаем достигает 50–60 км, а в ЮБВО не превышает 45 км [Зорин и др., 1999]. Слабая проницаемость, обусловленная процессами предшествовавшего тектонического сжатия, повышенная мощность земной коры, по-видимому, затрудняли прохождение мантийных масс. Масштаб привноса в кору мантийного вещества и его интенсивность на единицу площади в ЮХВО были на порядок меньше, чем в ЮБВО (см. табл. 1).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Различия в изотопном составе гелия в подземных водах ЮБВО и ЮХВО объясняются мантийными резервуарами, содержащими разную величину этого параметра: для ЮБВО – резервуар PREMA с подчиненной долей источника ЕМ1, для ЮХВО – резервуар ЕМ1.

Таким образом, связь с мантийными плюмами Центрально-Азиатского горячего поля мантии, установленная по результатам геохронологических, геохимических и изотопных исследований, палеовулканических и структурных условий проявления вулканизма ЮБВО и ЮХВО [Ярмолюк, 1994, 2003, 2011], подтверждается изотопным составом гелия в подземных водах и в оливинах базальтов. Исследования изотопного состава гелия подтвердили, что позднекайнозойский вулканизм ЮБВО и ЮХВО контролируется мантийными источниками, связанными с мантийными плюмами Центрально-Азиатского горячего поля мантии.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы статьи выражают искреннюю благодарность академику РАН Владимиру Викторовичу Ярмолюку за консультацию и ценные замечания, которые позволили улучшить качество статьи.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках работ по Государственному заданию ТувИКОПР СО РАН, научная тема 222020400035-4.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бадминов П.С., Иванов А.И., Писарский Б.И., Оргильянов А.И. Окинская гидротермальная система (Восточный Саян) // Вулканология и сейсмология. 2013. № 4. С. 27–39.
- Бушенкова Е.В., Деев Е.В., Дягилев Е.С., Гибшер А.А. Структура верхней мантии и кайнозойский вулканизм Центральной Монголии // ДАН. 2008. Т. 418. № 3. С. 378–382.
- Геншафт Ю.С., Салтыковский А.А. Кайнозойский вулканизм Монголии // Российский журнал наук о Земле. 2000. Т. 2. № 32. С. 153–183.
- Грачев А.Ф. Хамар-Дабан – горячая точка Байкальской рифты: данные химической геодинамики // Физика Земли. 1998. № 3. С. 3–28.
- 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., Геншафт Ю.С., Каменский И.Л., Салтыковский А.А. Первые данные об изотопии гелия в кайнозойских базальтах Монголии // ДАН. 2003. Т. 393. № 5. С. 669–672.

- Геология СССР. Т. XXIX. Тувинская АССР. М.: Недра, 1966. 460 с.
- Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200000. Серия Западно-Саянская. Лист М-46-VII. Объяснительная записка. М.: Недра, 1967.
- Дучков А.Д., Лысак С.В., Балобаев С.Т. и др. Тепловое поле недр Сибири. Новосибирск: Наука, 1987. 287 с.
- Дучков А.Д., Рычкова К.М., Лебедев В.И., Каменский И.Л., Соколова Л.С. Оценки теплового потока Тувы по данным об изотопах гелия в термоминеральных источниках // Геология и геофизика. 2010. Т. 51(2). С. 264–276.
- Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 310 с.
- Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х., Кожевников В.М. и др. О природе кайнозойских верхнемантийных плюмов в Восточной Сибири (Россия) и Центральной Монголии // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 10. С. 1060–1074.
- Зятыкова Л.К. Структурная геоморфология Алтае-Саянской горной области. Новосибирск: Наука, 1977. 215 с.
- Каменский И.Л., Лобков В.А., Каменский И.Л. и др. Компоненты верхней мантии Земли в газах Камчатки (по изотопам He, Ne, C) // Геохимия. 1976. № 5. С. 482–495.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Богатилов О.А. Новейший вулканизм и его связь с процессами межплитного литосферного взаимодействия и глубинной геодинамикой // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1204–1221.
- Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: ПРОБЕЛ-2000, 2004. С. 5–191.
- Кулаков И.Ю. Структура верхней мантии под Южной Сибирью и Монголией по данным региональной сейсмотомографии // Геология и геофизика. 2008. Т. 49(3). С. 248–261.
- Ломоносов И.С., Мамырин Б.А., Прасолов Э.М., Толстихин И.Н. Изотопный состав гелия и аргона в некоторых гидротермах Байкальской рифтовой зоны // Геохимия. 1976. № 11. С. 1743–1746.
- Лысак С.В., Писарский Б.И. Оценка теплового потока по изотопам гелия в газовом составе подземных вод Байкальской рифтовой зоны и окружающих районов // Вулканология и сейсмология. 1999. № 3. С. 45–53.
- Мамырин Б.А., Толстихин И.Н. Изотопы гелия в природе. М.: Энергоиздат, 1981. 222 с.
- Мордвинова В.В., Треусов А.В., Турутанов Е.Х. О природе мантийного плюма под Хангаем (Монголия) по сейсмогравиметрическим данным // ДАН. 2015. Т. 460(3). С. 334–338.
- Пинеккер Е.В., Писарский Б.И., Павлова С.Е., Ленин В.С. Изотопные исследования минеральных вод Монголии // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 1. С. 94–102.
- Поляк Б.Г., Толстихин И.Н., Якуцени В.И. Изотопный состав гелия и тепловой поток — геохимический и геофизический аспекты тектогенеза // Геотектоника. 1979. № 5. С. 3–23.
- Поляк Б.Г. Тепломассопоток из мантии в главных структурах земной коры. М.: Наука, 1988. С. 161–166.
- Поляк Б.Г., Хуторской М.Д., Каменский И.Л., Прасолов Э.М. Тепломассопоток из мантии на территории Монголии // Геохимия. 1994. № 12. С. 1693–1705.
- Поляк Б.Г. Изотопы гелия в подземных флюидах Байкальского рифта и его обрамления (к геодинамике континентального рифтогенеза) // Российский журн. наук о Земле. 2000. Т. 2. № 2. С. 1–21.
- Поляк Б.Г. Спрединг и рифтогенез — изотопно-гелиевая специфика // Геотектоника. 2004. № 6. С. 19–32.
- Поляк Б.Г., Толстихин И.Н., Хуторской М.Д. Восходящий тепломассопоток в континентальной коре — к проблеме движущих сил тектогенеза // Физика Земли. 2020. № 4. С. 61–82.
- Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брант И.С., Брант С.Б. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь, Южная и Восточная Азия). Новосибирск: Наука, 2000. 288 с.
- Рычкова К.М., Аюнова О.Д. Изотопы гелия в подземных водах Тункино-Окинско-Саянской рифтовой зоны (Восточный Саян): корреляция с тепловым потоком // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 9. С. 1269–1280.
- Рычкова К.М., Дучков А.Д., Лебедев В.И., Каменский И.Л. Изотопы гелия в подземных источниках Восточной Тувы // ДАН. 2007. Т. 417. № 36. С. 814–817.
- Рычкова К.М., Монгуш С.-С.С. Распределение тепломассопотока на крайнем юго-западе Байкальской рифтовой зоны // Вулканология и сейсмология. 2018. № 3. С. 36–45.
- Саватенков В.М., Ярмолюк В.В., Кудряшова Е.А., Козловский А.М. Источники и геодинамика позднекайнозойского вулканизма Центральной Монголии по данным изотопно-геохимических исследований // Петрология. 2010. Т. 18. № 3. С. 297–327.
- Справочник по геохимии нефти и газа. СПб.: Недра, 1998. С. 25–26.
- Сугорокова А.М., Ярмолюк В.В., Лебедев В.И. Кайнозойский вулканизм Тувы. Кызыл: ТУВИКОПР СО РАН, 2003. 92 с.
- Толстихин И.Н. Изотопная геохимия гелия, аргона и редких газов. Л.: Наука, 1986. 200 с.
- Хуторской М.Д. Геотермия Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Изд-во РУДН, 1996. 289 с.
- Хуторской М.Д., Голубев В.А., Козловцева С.В., Митник М.М., Ярмолюк В.В. Тепловой режим недр Монголии. М.: Наука, 1991. 127 с.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Североазиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника. 2000. № 5. С. 3–29.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г. Внутрплитная позднемезозойская вулканическая провинция Азии — проекция горячего поля мантии // Геотектоника. 1995. № 5. С. 3–29.
- Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И., Покровский Б.Г. Магматизм и геодинамика Южно-Байкальской вулканической области (горячей точки мантии) по результатам геохронологических, геохимических и изотопных (Sr, Nd, O) исследований // Петрология. 2003. Т. 11. № 1. С. 3–33.

Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И., Самойлов В.С. Динамика формирования и магматизм позднемезозойско-кайнозойской Южно-Хангайской горячей точки мантии (Монголия) // Геотектоника. 1994. № 5. С. 28–45.

Ярмолюк В.В., Кудряшова Е.А., Козловский А.М., Саватенков В.М. Позднекайнозойская вулканическая провинция Центральной и Восточной Азии // Петрология. 2011. Т. 19. С. 341–362.

Du J. $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios and heat flow in the continental rift-valley // Works of gas geochemistry / Ed. Y. Xu // Lanzhou, Gansu Science and Technology Press. 1992. P. 165–171.

Italiano F., Martelli M., Martinelli G., Nuccio P.M. Geochemical evidence of melt intrusions along lithospheric

faults of the Southern Apennines, Italy: geodynamic and seismogenic implications // J. Geophys. Res. 2000. V. 105. № B6. P. 13569–13578.

Marty B., Tolstiklin I.N. CO_2 fluxes from mid-ocean ridges, arcs and plumes // Chemical Geology. 1998. V. 145. P. 233–248.

Newell D.L., Jessup M.J., Hilton D.R., Shaw C.A., Hughes C.A. Mantle-derived helium in hot springs of the Cordillera Blanca, Peru: Implications for mantle-to-crust fluid transfer in a flat-slab subduction setting // Chemical Geology. 2015. V. 417. P. 200–209.

Zhao D. Multiscale seismic tomography and mantle dynamic // Gondwana Res. 2009. V. 15. P. 297–323.

Isotopic Composition for Helium in Late Cenozoic South-Baikal and South-Khangai Volcanic Areas

K. M. Rychkova^{1, *} and O. I. Kalnaya^{1, **}

¹Tuvinian Institute for Exploration of Natural Resources SB RAS,
Internatsionalnaya str., 117a, Kyzyl, 667007, Tyva Republic, Russia

*e-mail: klara6@inbox.ru

**e-mail: kalnaja@mail.ru

The paper considers isotopic composition of helium ($^3\text{He}/^4\text{He} = R$) in groundwater of South-Baikal (SBVA) and South-Khangai volcanic areas (SKhVA) during the Late Cenozoic period. The differences in the behavior and magnitude of the parameters were established. It is found that the mentioned differences in $^3\text{He}/^4\text{He}$ concentrations within South-Baikal and South-Khangai volcanic areas correspond to mantle reservoirs with different helium isotope compositions. This confirms that the Late Cenozoic volcanism of South-Baikal and South-Khangai volcanic area is controlled by mantle sources related to mantle plumes of the Central-Asian hot mantle field.

Keywords: isotopic composition of helium, mineral springs, groundwater, heat flow, mantle helium, volcanites, South-Baikal volcanic area, South-Khangai volcanic area

УДК 551.24

МЕХАНИЗМЫ ТРАНСЛЯЦИИ ГЛУБИННЫХ ИМПУЛЬСОВ ВО ВНЕШНИЕ ОБОЛОЧКИ СОВРЕМЕННОЙ ЗЕМЛИ (НА ПРИМЕРЕ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОЙ ГЛОБАЛЬНОЙ ТЕКТОНОМАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ НАШЕЙ ПЛАНЕТЫ)

© 2023 г. Е. В. Шарков^а *, М. М. Богина^а, А. В. Чистяков^а

^аИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН,
Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия

*e-mail: esharkov@mail.ru

Поступила в редакцию 19.01.2023 г.

После доработки 08.02.2023 г.

Принята к публикации 10.04.2023 г.

Как известно, в истории Земли периодически происходит активизация тектономагматических процессов, когда без видимых внешних причин они резко усиливаются. Очевидно, все это связано с особенностями развития глубинных петрологических процессов, своеобразным отражением которых и являются события во внешних оболочках современной Земли (тектоносфере), однако суть этих процессов и механизмы их трансляции в тектоносферу остаются слабо изученными. Мы рассмотрели эту проблему на примере ее Позднекайнозойской (неоген-четвертичной) глобальной активизации. Как известно, современная Земля является охлаждающимся телом с затвердевающим жидким железным ядром. Этот процесс должен сопровождаться целым рядом термодинамических, физических и физико-химических эффектов, которые и могли бы привести к внутренней активизации нашей планеты. Мы постарались разобраться в этих проблемах с помощью имеющихся современных геологических, петрологических, геохимических и геофизических данных по активизации, происходящей на наших глазах. Нами показано, что главным активным элементом в современной Земле должна быть постоянно движущаяся снизу вверх маломощная зона кристаллизации, расположенная между полностью затвердевшей частью ядра (твердое внутреннее ядро) и его еще полностью жидкой частью (внешнее жидкое ядро). Именно с этой зоной связаны разнообразные фазовые переходы в охлаждающемся расплаве при прохождении им точек бифуркации. Там происходят фазовые переходы как типа смены выделяющихся твердых фаз, которые наращивают внутреннее ядро, так и ретроградного кипения с образованием капель “ядерных” флюидов. Показано, что эти капли всплывают в высокожелезистом расплаве-хозяине и накапливаются в основании мантии. Там они участвуют в формировании мантийных плюмов, главных переносчиков глубинных импульсов во внешние геосферы, и вместе с ними окончательно покидают ядро. Предполагается, что в одной из таких точек произошло резкое падение растворимости флюидов в охлаждающейся высокожелезистой жидкости внешнего ядра. Это должно было привести к одновременной интенсификации ретроградного кипения этого расплава по всей поверхности зоны кристаллизации ядра, т.е. в глобальном масштабе. Это и могло обеспечить поступление избытка “ядерных” флюидов, необходимых для массового образования мантийных плюмов и послужить триггером для процессов Позднекайнозойской глобальной тектономагматической активизации Земли.

Ключевые слова: активизация тектономагматических процессов, затвердевание ядра, внешнее (жидкое) и внутреннее (твердое) ядра Земли, высокожелезистая жидкость, точки бифуркации, ретроградное кипение, глубинные флюиды, мантийные плюмы, глобальная петрология

DOI: 10.31857/S0203030623700190, **EDN:** WQOFHU

ВВЕДЕНИЕ

Одним из важнейших событий новейшей истории Земли является глобальная позднекайнозойская (неоген-четвертичная) активизация тектономагматических процессов, начавшаяся примерно 30 млн лет назад, в середине миоцена, и продолжающаяся в настоящее время [Stille, 1924;

Хаин, 1973; Шарков, Богатилов, 1987; Dineley, 2000; Potter, Szatmari, 2009 и др.]. Эта активизация охватила практически весь земной шар и выразилась в резком усилении и/или возобновлении тектономагматических процессов, часто существенно меняя ситуацию в верхних геосферах нашей планеты. Именно тогда начались согласованные, не связанные, на первый взгляд, друг с

другом различные глобальные события, которые установили современный мир. Тогда оформились два глобальных орогенных пояса (Евразийский — от Испании до Вьетнама и Андо-Кордильерский — вдоль западных окраин обеих Америк), а вдоль восточной окраины Азии образовались системы вулканических дуг и задуговых морей. Одновременно с этими событиями понижались глобальные температуры в океане и атмосфере, опустынивание распространялось из Центральной Азии на север Африки, в Австралию и на юг Южной Америки. Тогда же, вместе с экспансией Арктического и Антарктического ледовых щитов, происходила инициальная глубоководная эрозия, менялся состав осадков и т.д. [Potter, Szatmari, 2009].

При этом резко усилилась интенсивность внутриплитного магматизма: на континентах и в океанах, от Арктики до Антарктики, появилось множество вулканических ареалов этого магматизма (рис. 1), большинство из которых действует и поныне [Шарков, Богатиков, 1987], включая крупные изверженные провинции [Ernst, 2014]. Поскольку такой магматизм связан с подъемом мантийных плюмов, это свидетельствует о широком участии в рассматриваемой активизации глубинных процессов во внутренних геосферах Земли.

Все это происходит буквально на наших глазах, выражаясь в морфологии поверхности Земли (неотектонике), вулканизме, геофизических полях и т.д., т.е. доступно всестороннему изучению геологическими, петрологическими, геохимическими и геофизическими методами. Большинство исследователей считает, что рассматриваемая активизация тектоносферы является только отражением глубинных событий, о чем свидетельствует ее глобальный характер и отсутствие каких-либо внешних причин для ее появления, однако ее природа так и остается неясной. Поэтому целью настоящей работы является вычленение на основе имеющихся современных геологических, петрологических, геохимических и геофизических данных главных причин и механизмов осуществления этой активизации.

Прежде чем перейти к обсуждению проблемы позднекайнозойской активизации Земли, необходимо напомнить, что она развивалась неравномерно. Как было показано ранее, и в середине палеопротерозоя, ~2.3 млрд лет назад, произошел кардинальный необратимый перелом в характере тектономагматических процессов (Главная геологическая катастрофа), разделивший историю Земли на две примерно равные части: раннюю (протогей, или нуклеарную стадию), и зрелую (неогей, или континентально-океаническую стадию), продолжающуюся и поныне [Stille, 1924; Богатиков и др., 2010; Шарков и др., 2020]. В процессе катастрофы деплетированные высоко-Mg расплавы протогея (коматииты, бонинитоподоб-

ные магмы и др.) резко сменились преимущественно геохимически-обогащенными толеитовыми базальтами неогей с повышенными содержаниями Fe и Ti, а плюм-тектоника протогея — плейт-тектоникой неогей. Все это свидетельствует о существовании двух главных стадий развития нашей планеты, каждая из которых стабильно функционировала в своем собственном режиме на протяжении более 2 млрд лет. Таким образом, рассматриваемая ниже активизация является только одним из эпизодов второй стадии развития Земли, и описанные ниже процессы и механизмы относятся именно к ней. При этом современная Земля имеет ряд особенностей строения, которые не всегда учитываются при глобальных построениях и о которых необходимо напомнить.

СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О СТРОЕНИИ ЗЕМЛИ

Согласно сейсмическим данным, главными элементами ее строения являются земная кора, мантия и ядро.

Земная кора подразделяется на два принципиально разных типа: континентальную и океаническую. *Континентальная кора* средней мощностью 35–40 км, в свою очередь, подразделяется на две примерно равные части: верхнюю сиалическую и нижнюю — мафическую. Основой верхней коры континентов являются весьма однообразные архейские гранитоиднейсы тоналит-трондьемит-гранодиоритового состава, которые, скорее всего, представляют собой остатки переработанной более поздними процессами первичной земной коры [Богатиков и др., 2010]. Нижняя континентальная кора сложена в основном, гранатовыми гранулитами и эклогитами, образовавшимися при метаморфизме базальтов и габброидов. В настоящее время считается, что нижняя кора имеет независимое от верхней происхождение и формировалась путем андерплейтинга, т.е. внедрения базальтовой магмы между верхней корой и мантией, особенно при образовании крупных изверженных провинций [Rudnick, Gao, 2003].

Океаническая кора, в отличие от континентальной, имеет мощность порядка всего 6–7 км. Она образована преимущественно базальтами и габброидами и практически не содержит гранитного материала, тем более его самостоятельного слоя. На долю гранитов здесь приходится не более 5%, и они представлены преимущественно плагиогранитами (трондьемитами).

Мантия составляет примерно 83% объема Земли (без атмосферы), а ее доля массы от всей массы Земли достигает 67% [Kaminsky, 2017]. Она образована преимущественно ультрамафитами с подчиненным количеством мафитов. По сейсмическим данным, мантия подразделяется на верх-

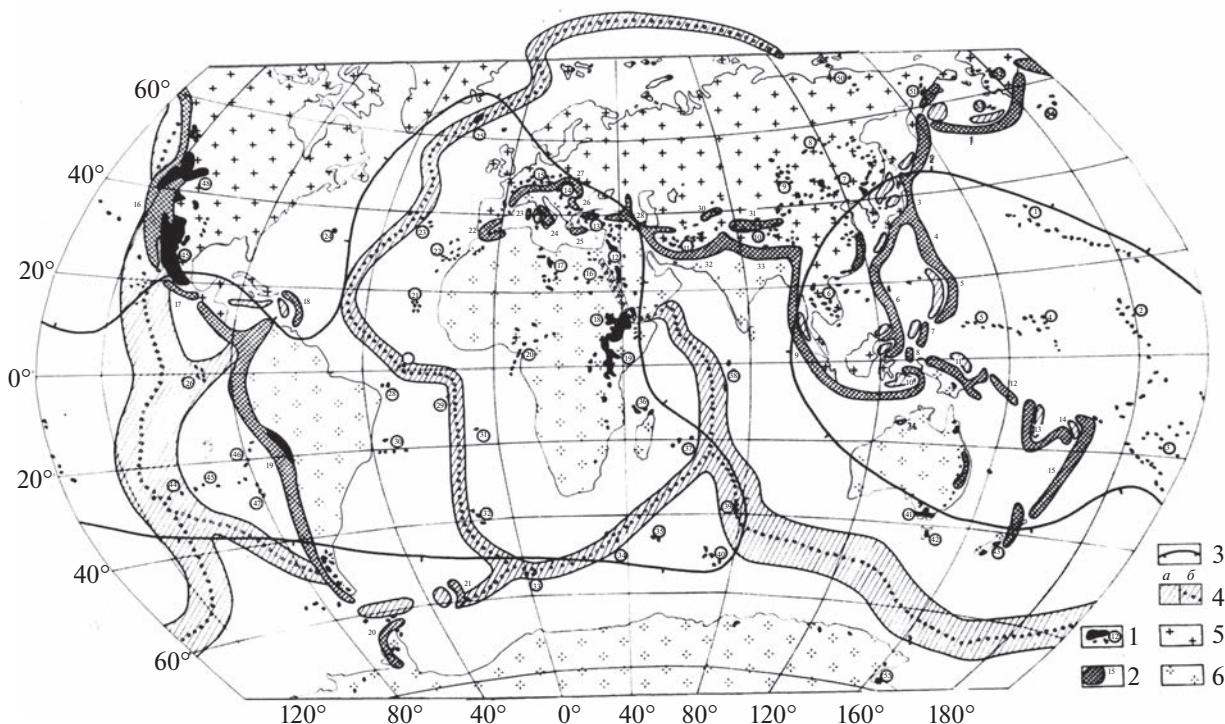


Рис. 1. Схема размещения позднекайнозойского магматизма Земли [Шарков, Богатиков, 1987].

1 — главные ареалы внутриплитного магматизма (Fe—Ti пикриты и базальты, K—Na и K умеренно- и высокощелочные серии): (1) Гавайский, (2) Лайн, (3) Таумоту—Сообщества-Табуаи, (4) Маршалловый, (5) Каролинский, (6) Индокитайский, (7) Дальневосточный, (8) Байкальский, (9) Монгольский, (10) Тибетско-Наньшанский, (11) Ирано-Афганский, (12) Аравийский, (13) Малоазиатский, (14) Паннонский, (15) Центрально-Европейский, (16) Западно-Красноморский, (17) Северо-Африканский (Ахаггар, Тибести), (18) Эфиопский, (19) Кенийский, (20) Камерунский, (21) Зеленого Мыса, (22) Канарский, (23) Азорский, (24) Бермудский, (25) Исландский, (26) Галапагосский, 27 — Сан-Паулу, 28 — Фернанду-ди-Норонья, 29 — Вознесения, 30 — Тринидади, (31) Св. Елены, (32) Тристан-да-Кунья, Гоф, (33) Буве, (34) Принс-Эдуард, (35) Крозе, (36) Коморско-Мадагаскарский, (37) Маскаренский (Реюньон, Маврикий), (38) Мальдивский, (39) Амстердам и Сент-Поль, (40) Кергеленский, (41) Южно-Австралийский (Виктория), (42) Тасманский, (43) Южно-Новозеландский, (44) Пасхи, (45) Сала-и-Гомес, (46) Наска, (47) Хуан-Фернандес, (48) Запада США, (49) провинция Бассейнов и Хребтов, (50) Индигирский, (51) Чукотский, (52) Аляскинский, (53) Прибыловский, (54) Аляскинского залива, (55) Эребус (Антарктида); 2 — главные ареалы (дуги) андезит—латитового магматизма конвергентных окраин континентов и микроплит (преимущественно известково-щелочная серия, а также низкотитанистые и умеренно-щелочные серии): (1) Алеутско-Аляскинская, (2) Курило-Камчатская, (3) Японская, (4) Изу-Бонинская, (5) Марианская, (6) Филиппинская-Сулавеси, (7) Каролинская, (8) Молуккская, (9) Индонезийско-Бирманская, (10) Банда, (11) Новогвинейская и Новобританская, (12) Соломонова, (13) Новогвинеидская, (14) Фиджийская, (15) Тонга-Кермадекская, (16) Западно-Североамериканская, (17) Трансмексиканская, (19) Малоангильская, (19) Западно-Южноамериканская, (20) Антарктического полуострова, (21) Южно-Сандвичева, (22) Альборанская, (23) Сардинская, (24) Южноитальянская, (25) Эгейская, (26) Балканская, (27) Карпатская, (28) Кавказско-Анатолийская, (29) Эльбурская, (30) Памиро—Тяньшаньская, (31) Куэньлунская, (32) Южно-Афганская, (33) Гималайская; 3 — подъемы геоида; 4 — базальты спрединговых зон (a — задуговые бассейны, б — срединно-океанические хребты); 5 — фрагменты Лавразии; 6 — фрагменты Гондваны.

нюю (от подошвы коры до сейсмического раздела на глубине 410 км), затем — промежуточную (до раздела на глубине 660 км), и далее — нижнюю, продолжающуюся вплоть до границы с ядром на глубине 2900 км.

На долю *нижней мантии* приходится около 56% общего объема Земли [Kaminsky, 2017]. Там развиты преимущественно сверхвысокобарические минералы: майджорит, перовскит, ферропериклаз, бриджманит, Са-Si перовскит, алмаз и другие вплоть до ассоциации пост-перовскит + ферропериклаз в слое D” на границе с ядром. Все

эти минералы являются преимущественно оксидными фазами, и Земля ниже уровня 660 км из силикатной становится оксидной [Kaminsky, 2017].

Среди пород нижней мантии он выделяет три минеральных ассоциации: ультрамафическую, карбонатитовую и мафическую, (отличающуюся от ультрамафической наличием зерен кремнезема и Al-содержащих фаз), связанную с редкими субдукционными слэбами, которые пересекают сейсмическую границу 660 км, а также карбонатитовую.

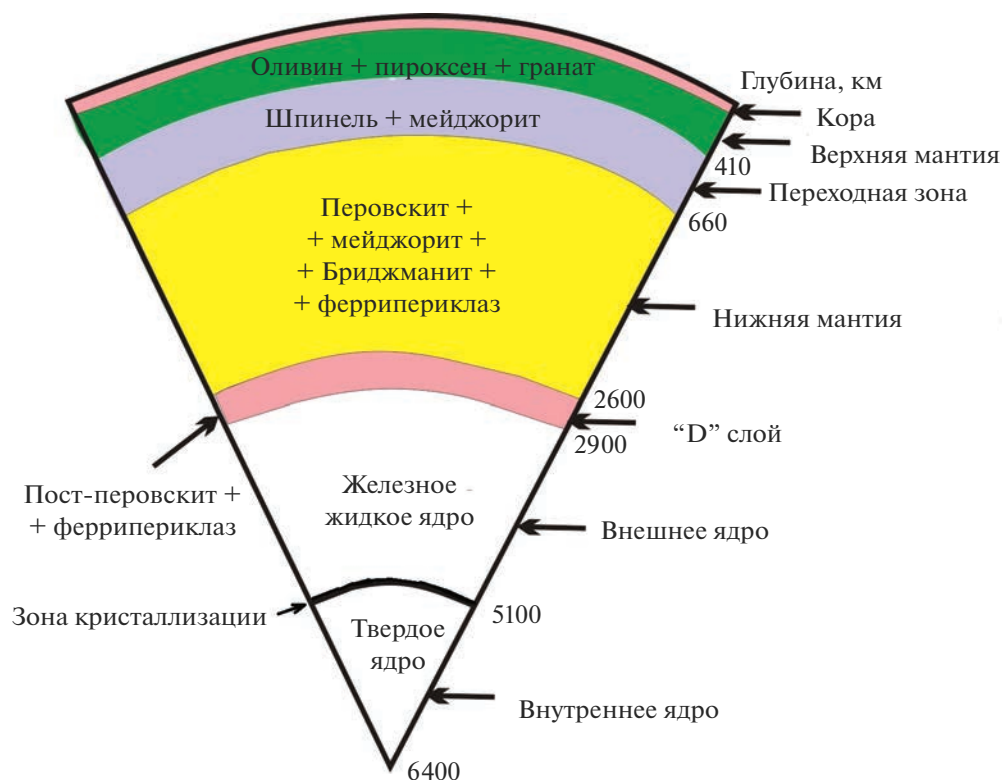


Рис. 2. Упрощенный поперечный разрез Земли.

Главные минеральные компоненты мантии меняются от оливин + пироксен + гранат (или богатая Al шпинель) в верхней мантии, к шпинель + мейджорит в промежуточной зоне, перовскит + феррипериклаз в нижней мантии до пост-перовскита + ферропериклаза в слое "D". Границы между слоями поведены по главным сейсмическим разделам [Nérose, Lay, 2008; Kaminsky, 2017].

Шарообразное **ядро** Земли, согласно сейсмическим данным, расположено на глубинах от ~2900 км до ее центра (~6400 км) и состоит из внешнего жидкого и внутреннего твердого ядра (рис. 2). На долю ядра приходится около трети массы всей Земли. При этом температура в основании мантии составляет ~2900°C, а на границе внешнего и внутреннего ядра достигает ~3500–4500°C [McDonough, 2014].

Сейсмические данные свидетельствуют о том, что граница между мантией и внешним жидким ядром Земли (СМВ) характеризуется резким скачком плотности. Из этого следует, что никакое мантийное вещество, кроме водорода, проникнуть в ядро не может [Shibasaki et al., 2009]. Соответственно, вещество ядра является практически недоступным для внешних воздействий, но характеризуется постоянным оттоком тепла и флюидных компонентов [Kaminsky, 2017].

Прямые сведения о составе земного ядра отсутствуют. Тем не менее, данные экспериментов по ударному сжатию металлов и их соединений позволяют с высокой степенью вероятности считать, что земное ядро на 90% образовано железом [Альтшулер и др., 1968]. При этом ядро не может

состоять только из чистого железа или, тем более, из его смеси с никелем, поскольку плотность железа и никелистого железа метеоритного состава при давлениях, господствующих в земном ядре, приблизительно на 10–15% выше плотности реального вещества внешнего ядра Земли, что требует добавок более легких компонентов [Сорохтин, 2007; Rubie et al., 2009]. По мнению [Allegre et al., 1995; McDonough, 2014], наиболее вероятными кандидатами здесь являются такие распространенные в Земле элементы как S и O, а также Si, Mn, Cr, Co, Ni, C и P. Мы полагаем, что определенную роль в составе современного внешнего жидкого ядра Земли могут играть также Ti, щелочи и некоторые другие несовместимые элементы (см. ниже).

В связи с этим обращают на себя внимание необычные свойства природной высокожелезистой жидкости, выявленные при изучении коронитовых структур в феррогабброидах ультрамафит-габбро-сиенитового Еletzозерского интрузива в Северной Карелии (Россия), который произошел за счет Fe-Ti пикробазальтов среднепалеопротерозойской Ятулийско-Людиловской крупной изверженной провинции [Шарков, Чистяков,

2017а, 2017б]. Эти концентрически-зональные короны, образованные в основном амфиболом (керсутитом), слюдой (биотитом) и оливином, возникали вокруг затвердевающих капель высоко-Fe жидкости. Судя по составу корон, содержание растворенных в этой жидкости компонентов (Si, Ti, Al, Mg, Ca, Na и K, а также воды, Cl и F) могло достигать 10–15 мас. %. Как будет показано ниже, аналогичная ситуация с растворимостью подобных компонентов в высокожелезистой жидкости земного ядра действительно имеет место и играет важную роль в происходящих там процессах.

Верхняя граница *твердого внутреннего ядра*, составляющего около 6% массы и 5% объема всего земного ядра, расположена на глубине 5080 км. Предполагается, что твердое внутреннее ядро сложено Fe-Ni сплавом, близким по составу к железным метеоритам, возможно, с добавками кремнезема и алмаза. При этом строение внутреннего ядра не является однородным. Специальными исследованиями во внутреннем ядре установлено наличие композиционной стратификации [Labrosse, 2014], что роднит внутреннее ядро с такими продуктами затвердевания крупных объемов силикатных расплавов как расслоенные интрузивы (см. ниже). Кроме того, важным недавним достижением было открытие в центре современного твердого ядра остатков более древнего твердого ядра с независимой структурой, которое является его старейшей частью [Wang et al., 2015]. На наш взгляд, это реликты первичного железного ядра Земли, одно из свидетельств вторичного происхождения современного ядра [Sharkov, 2012; Шарков и др., 2020].

Согласно расчетам S. Labrosse и ее коллег [2001], основанных на общефизическом законе сохранения энергии, внутреннее ядро Земли возникло не ранее 2.5 млрд лет назад и не позже 1.0 млрд лет, скорее всего 2.0–1.7 млрд лет назад. С этим в общих чертах согласуются и палеомагнитные данные, правда, указывающие на более молодой возраст формирования твердого ядра — 1.0–1.5 млрд лет назад [Biggin et al., 2015]. Все это хорошо согласуется с представлениями о молодом возрасте жидкого ядра Земли и связанных с ним глубинных процессах, контролирующих, в частности, рассматриваемую активизацию. Вероятно, эти различия в оценке возраста внутреннего ядра связаны с разными подходами к определению данной величины. В первом случае речь идет, скорее всего, о зарождении твердого внутреннего ядра, а во втором — о влиянии уже разросшегося твердого ядра на палеомагнитную ситуацию.

Охлаждение и затвердевание земного ядра

Мантийные плюмы постоянно уносят из земного ядра тепло и флюиды, что неизбежно долж-

но приводить к его охлаждению и кристаллизации. В общем плане затвердевание ядра Земли — индивидуального шарообразного расплавленного тела — можно сопоставить с затвердеванием расплавленных планет. Как было показано еще [Jeffries, 1959], два независимых фактора контролируют их затвердевание (жидкого ядра в рассматриваемом случае): а) адиабатический градиент (минимальная разница в температуре для начала конвекции) и б) градиент температуры плавления (наклон линии ликвидуса в P – T координатах). Поскольку адиабатический градиент значительно ниже градиента температуры плавления, основной объем расплава остается перегретым относительно температуры ликвидуса, и затвердевание расплавленных планет должно происходить постепенно снизу вверх, т.е. от их центров к поверхности.

Эта теоретическая модель хорошо согласуется с результатами детального изучения крупных расслоенных интрузивов (крупных отливок природных расплавов в толще земной коры), которые наглядно показывают, как это реально происходит в природе [Уэйджер, Браун, 1970; Jackson, 1961; Шарков, 2006 и др.]. Показано, что в каждый данный момент кристаллизация возможна только у временного дна интрузивной камеры, где располагается маломощная (обычно несколько метров толщиной) зона кристаллизации, которая непрерывно движется вверх (рис. 3). Она в основном состоит из наиболее высокотемпературных (ликвидусных) кристаллических фаз (минералов кумулуса).

По мере охлаждения интрузивной камеры зона кристаллизации неуклонно движется снизу вверх, погребая под собой ранее выделившиеся кристаллические фазы и оставляя за собой затвердевшую часть интрузива (кумуляты, см. рис. 3). Тем самым из исходного расплава постоянно выводятся его наиболее высокотемпературные компоненты, а сам остающийся расплав обогащается низкотемпературными составляющими. В результате расплав, следуя по котектикам соответствующих физико-химических систем, попадает в точки бифуркации на тренде эволюции охлаждающейся жидкости, где происходят скачкообразные изменения свойств этой жидкости и, как следствие, фазовые переходы (смена выделяющихся минеральных фаз на более низкотемпературные, что и приводит появлению первичной магматической расслоенности [Шарков, 2006] или изменения растворимости флюидных компонентов в расплаве, вызывающие его ретроградное кипение). Таким образом, формирование расслоенности (стратификации) и ретроградное кипение являются результатом естественного хода событий при направленном затвердевании крупных объемов расплава и не несут никакой другой информации.

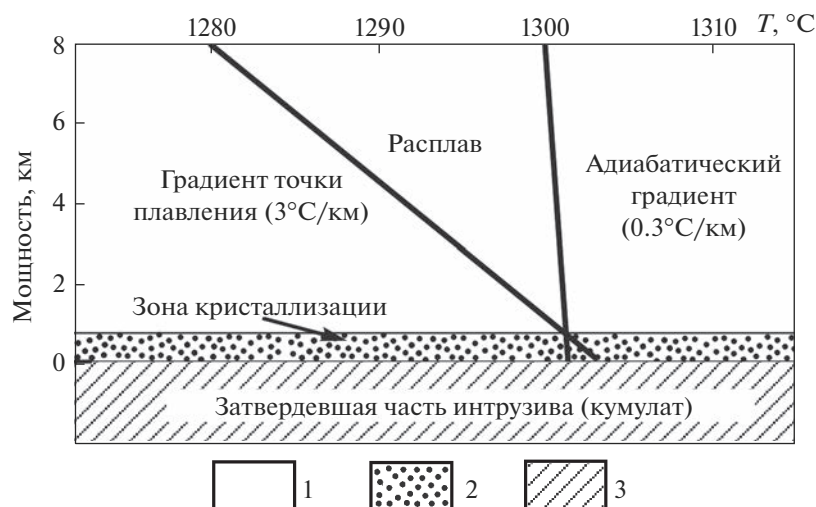


Рис. 3. Схема строения затвердевающего крупного расслоенного интрузива, по [Шарков, 2006].
1 — главный объем расплава; 2 — зона кристаллизации; 3 — затвердевшая часть интрузива (силикатные кумулаты).

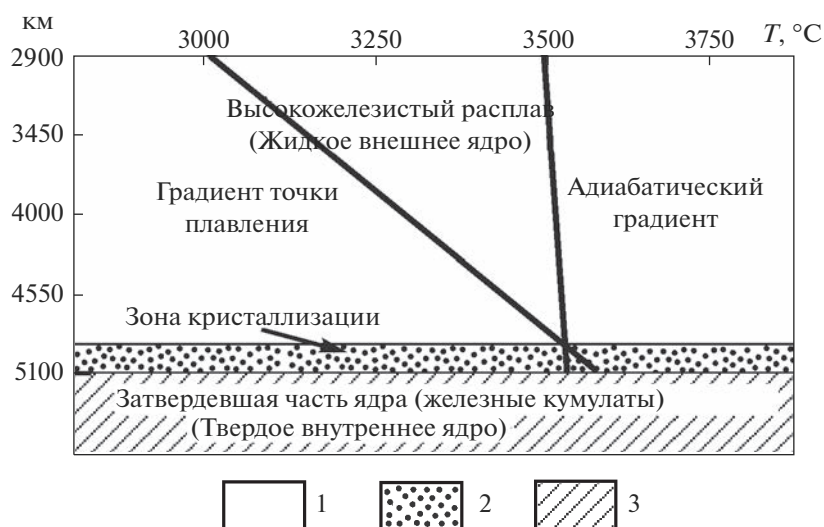


Рис. 4. Схема строения затвердевающего железного ядра Земли.
1 — главный объем высокожелезистого расплава (внешнее жидкое ядро); 2 — зона кристаллизации ядра; 3 — затвердевшая часть ядра (внутреннее твердое ядро).

Рассмотрим с таких позиций ситуацию с современным земным ядром. Очевидно, что затвердевание шарообразного жидкого ядра должно начаться в его центре с появления и центробежного разрастания твердого внутреннего ядра, окруженного зоной кристаллизации, но общая картина должна быть сходной (рис. 4). Из того факта, что зона кристаллизации земного ядра еще пока не установлена сейсмическими методами следует, что она имеет незначительную мощность (возможно даже как в интрузивах, в несколько метров), и что ее просто не искали.

Из всего этого следует, что строение современного ядра согласуется с обсужденной выше мо-

делью и является результатом продолжающегося процесса затвердевания первоначально жидкого ядра Земли от его центра к периферии. Это хорошо согласуется с расслоенной (стратифицированной) структурой твердого внутреннего ядра, напоминающей строение упомянутых выше расслоенных интрузивов, и предполагает наличие между внутренним и внешними частями постоянно движущейся вверх маломощной зоны кристаллизации, образующей временное дно жидкой (внешней) части ядра. Там, наподобие кумулатов в расслоенных интрузивах, на фронте начала затвердевания должно происходить выделение кристаллических твердых фаз железа, постепенно на-

ращивающих твердое внутреннее ядро. Температура ликвидуса современной высокожелезистой жидкости внешнего ядра сейчас точно неизвестна, но о ней можно судить по температуре на границе раздела жидкое–твердое ядро на глубине 5080 км (см. выше). Там она по разным оценкам составляет от 3500°C до 4500°C [McDonough, 2014]. Нигде не указана мощность внешнего и внутреннего ядра!

Сходный механизм направленного затвердевания был недавно предложен для объяснения затвердевания железных ядер планетезималей [Scheinberg et al., 2016].

Однако для целей данной работы этот твердо-фазовый переход существенной роли не играет, т.к. не нарушает динамику недр в отличие от скачкообразного снижения растворимости флюидных компонентов в одной из точек бифуркации, проходимых охлаждающимся высокожелезистым расплавом жидкой части ядра, приводя к его ретроградному кипению. Поскольку растворимость компонентов в расплавах увеличивается с возрастанием температуры и давления [Ландсберг, 2018] это должно приводить к выделению капель насыщенных высокоплотных флюидов, похожих скорее на расплавы/флюиды. Однако они все же легче расплава-хозяина, и должны всплывать в гравитационном поле Земли, достигая подошвы мантии. Они усиливают термальную конвекцию в жидком железном внешнем ядре и способствуют быстрому достижению этими флюидами подошвы мантии.

Таким образом, в отличие от интрузивов, где по мере их фракционной кристаллизации остаточный силикатный расплав накапливался в остающемся расплаве, постепенно меняя его состав, то в случае земного ядра этого не происходит. Если бы ситуация в затвердевающем ядре развивалась по этому сценарию, мы имели бы закономерно меняющийся во времени состав жидкого ядра и, соответственно, мантийных плюмов, генерирующих крупные изверженные провинции. Однако этого не происходит.

Как показало изучение эволюции КИП в истории Земли, состав внутриплитных магм на протяжении последних 2.3 млрд лет практически не менялся [Sharkov, Bogina, 2019; Шарков и др., 2020]. Это значит, что не менялся и состав флюидов, обеспечивавших образование мантийных плюмов. Возникающий в процессе кристаллизации жидкого ядра избыток этих флюидных фаз проходит транзитом через насыщенную ими еще жидкую часть ядра, накапливается в основании мантии и покидает внутренние геосферы вместе с новообразованными мантийными плюмами, не участвуя в дальнейших процессах затвердевания ядра. Именно эта конкретная особенность затвердевания высоко-Fe жидкости и обеспечивает

удивительную стабильность состава термохимических мантийных плюмов начиная с середины палеопротерозоя. Как же образуются современные мантийные плюмы, транслирующие глубинные импульсы во внешние оболочки Земли?

СОВРЕМЕННЫЕ МАНТИЙНЫЕ ПЛЮМЫ

Согласно сейсмическим данным, мантийные плюмы представляют собой вертикально ориентированные структуры с раздувами как внизу, где размещаются области их питания, так и наверху, где материал плюмов растекается, достигнув уровня своей плавучести [Nataf, 2000]. Там и происходит адиабатическое декомпрессионное плавление головных частей этих плюмов с образованием крупных изверженных провинций [Ernst, 2014]. Обычно это толеитовые базальты с подчиненным количеством умеренно-щелочных Fe-Ti базальтов типа OIB (oceanic island basalts) [Ernst, 2014]. Однако в рассматриваемом случае позднекайнозойской активации во всех этих практически одновременно сформированных ареалах скорее преобладают щелочные базальты, что все же может указывать на некоторую эволюцию состава внешнего жидкого ядра. Все ареалы близки по вещественному составу, что свидетельствует как об их связи с аналогичными же по составу мантийными плюмами, так и об отсутствии каких-либо случайностей (стечения обстоятельств) в их происхождении.

Как уже говорилось, согласно современным моделям, формирование мантийных плюмов имеет место на границе жидкого железного ядра и мантии. Особый интерес в этом плане представляет слой “D” мощностью 100–150 км, расположенный как раз на этой границе (см. рис. 2). Именно там осуществляется пропитка пород низов мантии горячими (“ядерными”) флюидами, приводящая к их разогреву и разуплотнению, и где в конечном счете и зарождаются эти сквозь-мантийные тепломассопотоки.

Что мы знаем о конкретном веществе современных мантийных плюмов? Очень важная информация об этом содержится в мантийных ксенолитах в неоген-четвертичных базальтах КИП. Как уже указывалось выше, они участвуют в рассматриваемой глобальной активизации и распространены по всему миру на континентах и в океанах, от Арктики до Антарктики (см. рис. 1). Эти ксенолиты, равно как и содержащие их базальты, везде близки по вещественному составу, что, по-видимому, свидетельствует об их едином источнике — слое “D” (см. выше). Мы полагаем, что эти ксенолиты являются фрагментами верхних охлажденных краев мантийных плюмов над зонами их адиабатического декомпрессионного плавления [Sharkov et al., 2017].

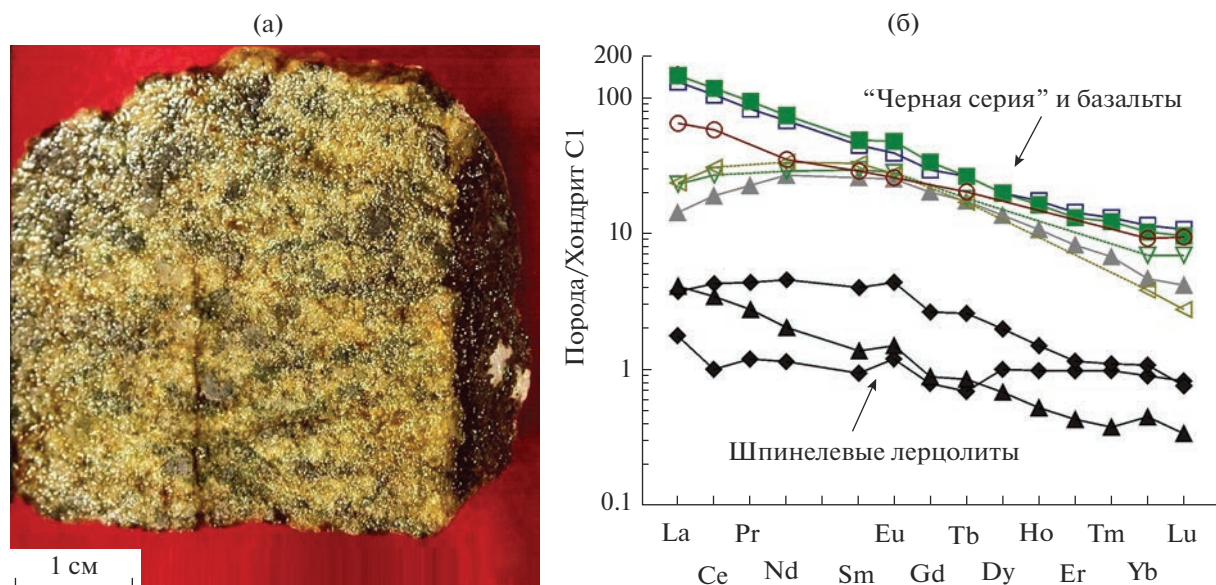


Рис. 5. Мантийный ксенолит из базальта (фото Н. Downes): зеленый шпинелевый лерцолит с жилой черной серии справа (а) и содержания РЗЭ в обоих типах плюмового вещества (б, по [Sharkov et al., 2017]).

Все исследователи признают существование здесь двух главных типов мантийных ксенолитов (рис. 5): 1) зеленых шпинелевых перидотитов (преимущественно лерцолитов), по-видимому, представляющих собой мантийный матрикс плюмов, и 2) жильных пород “черной серии”, которые образованы клинопироксеном (Al-Ti авгитом), керсутитом, флогопитом, ильменитом и т.д. [Ионов, 1988; Pearson et al., 2014 и др.]. Иногда, хоть и редко, вместо жил “черной серии” наблюдаются жилы карбонатитов, играющие в таких случаях роль этой серии [Ionov et al., 1996].

Очень вероятно, что первичный минеральный состав матрикса мантийных плюмов (зеленых шпинелевых перидотитов) претерпел значительную трансформацию при подъеме плюма, так как парагенезис минералов из нижнемантийных протолитов должен был характеризоваться преобладанием оксидоподобных разновидностей (бриджманит, перовскит, постперовскит, кремнезем, Al-фазы, карбоната и др. [Kaminsky, 2017]. При этом наличие ортопироксена в умеренно-глубинных силикатных верхнемантийных породах, по-видимому, может свидетельствовать о повышенных в целом содержаниях кремнезема в их нижнемантийных протолитах. Кроме того, геохимическое изучение мантийных ксенолитов в базальтах показало, что содержание несовместимых элементов в шпинелевых лерцолитах матрицы мантийных плюмов очень низкое в отличие от пород “черной серии” и базальтов-хозяинов (см. рис. 5б).

Судя по имеющимся данным, декомпрессионное плавление головных частей современных

мантийных плюмов осуществляется, по крайней мере, в две стадии [Шарков, Богатиков, 2019 и др.]. На первой, главной, происходит массовое адиабатическое плавление их вещества, часто приводящее к появлению крупных изверженных провинций. Оно завершается в результате прогрессирующего охлаждения головных частей мантийных плюмов и, после некоторого перерыва, связанного с накоплением флюидов, наступает флюидо-зависимая стадия, когда уже затвердевшие, но еще горячие породы головы плюма подвергаются вдоль трещин метасоматической проработке флюидами. Это приводит к снижению температуры их солидуса, и, соответственно, к возобновлению процесса его плавления материала плюма с образованием уже расплавов/флюидов “черной серии” [Downes, 2001; Ma et al., 2015 и др.]. При этом кристаллизация новообразованного расплава может происходить в условиях его ретроградного кипения на глубинах порядка 30 км и более, приводя к появлению “пузырчатых” мегакристов керсутита или клинопироксена [Шарков и др., 2022].

Следы такого флюидо-зависимого (вторичного) плавления нередко сохраняются в качестве “расплавных карманов” (melt-pockets), своеобразных “зародышей” плавления, установленных в ксенолитах шпинелевых перидотитов в базальтах [Ma et al., 2015 и др.]. Изучение таких “зародышей” показало, что они формировались при $T = 826\text{--}980^\circ\text{C}$ на глубинах 21–27 км (0.7–0.9 GPa) [Ionov et al., 1996; Downes, 2001; Ma et al., 2015 и др.]. Из этого следует, что верхний край головных частей мантийных плюмов мог достигать

весьма умеренных глубин — вплоть до 21 км, т.е. практически основания древней верхней сиалической земной коры. Как показало изучение ксенолитов, например, в неоген-четвертичных плато-базальтах Сирии, при этом породы более древней (мезозойской) нижней коры региона, образованные гранатовыми гранулитами, были смещены (заменены) более молодыми шпинелевыми лерцолитами при сохранении докембрийской верхней коры [Шарков, Богатиков, 2019]. При этом некоторые исследователи полагают, что такое рециклирование мантии происходило за последние 30 млн лет под всем Альпийско-Гималайским поясом [Dejan et al., 2013] или Северо-Китайским кратоном [Kusky et al., 2013]. Так что это скорее норма, чем исключение. Иными словами, старая литосферная мантия в процессе активизации в наиболее активных регионах, была заменена новой, привнесенной мантийными плюмами. При этом нередко сохраняется древняя верхняя сиалическая кора, маскируя происшедшие перемены. Но в процессе дальнейших движений кратоны все равно расчленяются на блоки, движущиеся в разных направлениях (см. рис. 1).

Глубинные флюиды. На многочисленных примерах декомпрессионного флюидо-зависимого плавления показано, что в нем участвовало два главных типа флюидов, хотя и в разных пропорциях: 1) легкоподвижный карбонатный (карбонатитовый) флюид, обогащенный LREE, Na, Th, U и деплетированный Si, Ti, Zr, Hf и др., 2) железистый силикатно-водный расплав/флюид, обогащенный Ti, Fe, Ba, P, K, Zr, Nb, Ta и др. [Downes et al., 2001; Ma et al., 2015; Ryabchikov et al., 2010 и др.]. Судя по “расплавным карманам”, соотношения между этими двумя типами флюидов непостоянны: расплавы “черной серии” были сформированы при преобладании железистого силикатно-водного флюида/расплава, тогда как карбонатитовые — карбонатного [Sharkov et al., 2017]. При этом, судя по тому, что практически они участвовали и в процессах раннего декомпрессионного адиабатического плавления голов мантийных плюмов.

Какова природа этих флюидов? Прежде всего, обращает на себя внимание существование в мантийных плюмах двух главных самостоятельных типов флюидов: карбонатитового и Fe-силикатно-водного, вероятно, имеющих разное происхождение. И если компоненты карбонатитового флюида представлены даже в нижней мантии, и их мантийный генезис особых сомнений не вызывает, то ситуация со вторым, доминирующим, типом флюидов не так очевидна. Большинство компонентов таких флюидов отсутствует в породах мантии и может быть связано происхождением только с жидким железным ядром.

Об этом может свидетельствовать Re-Os изотопия в породах мантийных плюмов неогей от 2.0 млрд лет назад до современности [Walker et al., 1997; Brandon et al., 1999; Puchtel et al., 1999 и др.]. Из последних публикаций на эту тему следует отметить работу по изотопии W, также подтверждающую участие компонентов ядра Земли в формировании мантийных плюмов фанерозоя [Rizo et al., 2019]. Поскольку связь с ядром могла осуществляться только через флюиды, это может подтвердить “ядерную” природу железо-силикатно-водного флюида.

Поскольку вещество современных мантийных плюмов состоит из мантийного матрикса и высокоплотных флюидов, можно думать, что кристаллизация высокожелезистой жидкости ядра происходила в условиях ретроградного кипения, наподобие кристаллизации вторичного флюидо-зависимого расплава “черной серии” в головах мантийных плюмов [Шарков и др., 2022].

Таким образом, мы полагаем, что ксенолиты зеленых шпинелевых перидотитов являются фрагментами нижнемантийного матрикса термохимических мантийных плюмов, трансформированного в условиях умеренных давлений верхней мантии. “Черная серия” мантийных ксенолитов произошла за счет флюида/расплава, образовавшегося в результате флюидо-зависимого плавления головных частей мантийных плюмов на заключительных стадиях существования связанных с этими плюмами магматических систем [Шарков и др., 2022]. Геохимические данные свидетельствуют о том, что несовместимые элементы содержатся в основном в железо-силикатно-водных флюидах, участвовавших в процессах декомпрессионного плавления голов мантийных плюмов.

Мы полагаем, что эти флюиды являются “вкладом” земного ядра в формирование мантийных плюмов. Иными словами, в зонах плавления магматических систем КИП (LIPs) присутствовали как деплетированный материал мантии, так и геохимически-обогащенное вещество ядра.

ОБСУЖДЕНИЕ

Как следует из имеющихся данных, Земля представляет собой охлаждающуюся планету с затвердевающим жидким железным ядром. Согласно общезначимому закону, при этом должна выделяться теплота кристаллизации, равная затраченной ранее теплоте плавления [Ландсберг, 2018]. По-видимому, эта теплота и обеспечивает энергией все происходящие в глубинах Земли и на ее поверхности динамические процессы. Такие эндогенные источники энергии как: радиоактивный распад, конвекция, фазовые переходы, гравитационное воздействие Солнца и Луны, согласно исследованиям, под руководством акаде-

мика Н.Л. Добрецова и частично опубликованным в монографии [Глубинная геодинамика, 2001], было показано, что эти процессы малоэффективны. В тоже время, затвердевающее жидкое ядро образует самостоятельную геосферу и генерирует огромное количество энергии и действительно может обеспечить современную геодинамику Земли. Другие источники энергии, существенной роли в геодинамике Земли не играют.

Выше было показано, что затвердевание высокожелезистой жидкости внешнего ядра происходит в зоне кристаллизации в условиях ретроградного кипения, наподобие кристаллизации вторичного флюидо-зависимого расплава “черной серии” в головах мантийных плюмов [Шарков и др., 2022]. Иными словами, в зоне кристаллизации ядра может происходить как наращивание твердого внутреннего железного ядра, так и флотация капель флюидной фазы, или оба процесса совместно. В отличие от твердой фазы, они постоянно удалялись из зоны кристаллизации (всплывали) и накапливались в основании мантии, в слое “D”, инициируя формирование мантийных плюмов.

Большинство исследователей связывает подъем мантийных плюмов с всплыванием разогретого пластичного материала глубинной мантии сквозь вышележащую литосферную мантию до уровня своей плавучести [Maruyama, 1994; Добрецов и др., 2001; Philpotts, Ague, 2009 и др.]. Но эти представления имеют в основном абстрактный характер и не учитывают ни вещественный состав самих плюмов, ни конкретный механизм их формирования и функционирования. Однако в последнее время появилось новое перспективное направление, связывающее возникновение мантийных плюмов с неустойчивостью Рэлея-Тейлора (Rayleigh-Taylor instability) [Young et al., 2001; Mishra, Srivastava, 2019; Ghosh et al., 2020].

Как известно, неустойчивость Рэлея-Тейлора возникает, когда происходит самопроизвольное нарастание возмущений давления, плотности и скорости в средах с неоднородной плотностью, находящихся в гравитационном поле Земли [Ландсберг, 2018]. В результате, любое возмущение поверхности раздела слоев разной плотности будет увеличиваться с течением времени, так как участки более плотной среды, оказавшиеся выше поверхности раздела, начинают тонуть в менее плотной среде, а участки менее плотной среды, оказавшиеся ниже поверхности раздела, начинают самопроизвольно всплывать (прорываться) через более плотную среду. Таким образом, не вдаваясь в подробности, можно заключить, что в разогретом основании мантии происходят самопроизвольные возрастания возмущений давления, плотности и скорости [Nataf, 2000]. В результате, любое возмущение поверхности раздела

слоев разной плотности будет расти с течением времени, когда участки менее плотной среды начинают самопроизвольно всплывать (прорываться) через более плотную среду [Ландсберг, 2018].

В рассматриваемом случае механизма образования мантийного плюма имеется в виду неустойчивость, возникающая на поверхности раздела плотной холодной литосферной мантии, которая залегает в неустойчивом равновесии на поверхности прилегающего к ядру разогретого и пропитанного глубинными флюидами менее плотного слоя “D”. В конечном итоге это и приводит к локальным прорывам более легкого материала наверх сквозь более плотную литосферную мантию, что и является триггером процесса зарождения и подъема сквозь-мантийных тепло-массопотоков — мантийных плюмов (рис. 6). Это является именно взрывообразным прорывом большого количества глубинного флюидонасыщенного материала практически сквозь всю 2900-километровую мантию, не достигая всего 20–30 км до поверхности Земли (см. выше).

Судя по геологическим данным, активность мантийных плюмов на этом не кончается, а часто может продолжаться в течение по крайней мере 30 млн лет [Ernst, 2014], т.к. путь к движению наверх уже “пробит”. На место удаленного материала слоя “D” сползет порция холодной литосферной мантии, которая прогреется и насытится флюидами, и ситуация через некоторое время восстановится. При этом, материал его головной части, достигнув уровня своей плавучести, начинает растекаться, формируя над собой КИП и освобождая место для подъема следующей порции такого же материала. Из этого следует, что мантийные плюмы, по-видимому, представляют собой своеобразные временные каналы, по которым осуществляется “перекачка” накопившихся избытков глубинного материала во внешние оболочки Земли.

Как уже говорилось, термохимические мантийные плюмы современного типа, судя по данным изучения эволюции КИП, появились только около 2.3 млрд лет назад [Богатиков и др., 2010]. Они заместили более высокотемпературные термические плюмы архейского типа, генерировавшие коматиитовые расплавы, и сейчас являются единственной разновидностью мантийных плюмов.

Возможная роль земного ядра в процессах глобальной активизации Земли

Как следует из приведенных данных, “ядерные” флюиды играют важную роль в составе вещества мантийных плюмов. Можно даже сказать, что количество мантийных плюмов, поставляющих во внешние оболочки Земли энергию и новый глубинный материал, необходимые для про-

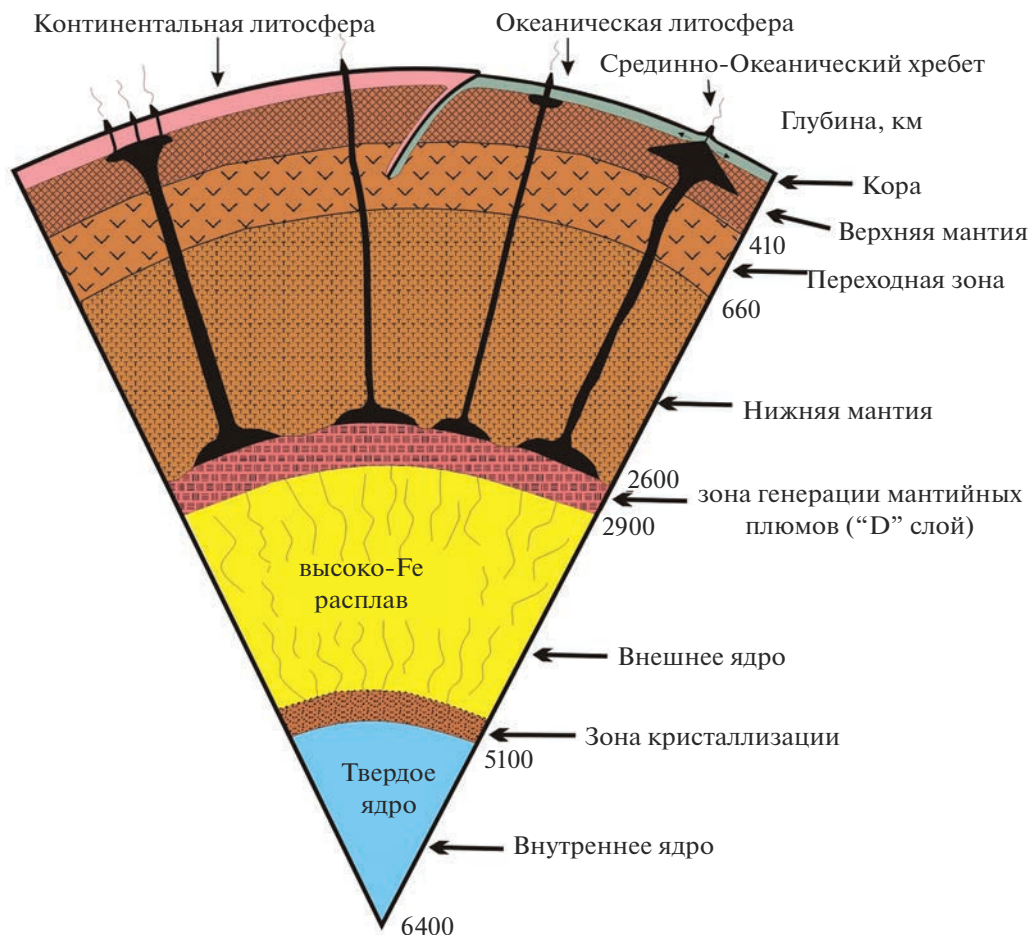


Рис. 6. Формирование термохимических мантийных плюмов.

текающих там тектономагматических процессов, в конечном счете зависит от масштабов флюидообразования в зоне кристаллизации ядра. Оно может резко возрастать при прохождении охлаждающимся расплавом точек бифуркации, где происходит скачкообразное снижение растворимости флюидов, стимулирующих образование мантийных плюмов, приводя к глобальной активизации тектогенеза.

Головные части мантийных плюмов растекаются во внешних оболочках Земли, приводя к появлению там большого количества нового чужеродного материала и сопровождаются мощными механическими напряжениями. Это и приводит к приоритету горизонтального перемещения материала, обычно описываемому в терминах плит-тектоники. В результате там возникают обширные зоны складчато-разрывных деформаций (орогены) типа Альпийско-Гималайского пояса. Как уже говорилось, при этом происходит замена старой литосферы под кратонами на новую, что в конечном счете приводит к разрывам земной коры и фор-

мированию новых литосферных блоков (плит), движущихся в разных направлениях (см. рис. 1) или, наоборот, собираясь вместе в форме суперконтинентов или пангей. Появляются области океанического спрединга, а также зоны нисходящих течений корового материала в мантию (зоны субдукции).

Все это сопровождается разнообразными магматическими процессами, преимущественно связанными с декомпрессионным плавлением глубинного материала головных частей мантийных плюмов (КИП, преимущественно толеитовые Fe-Ti базальты, реже OIB, а также MORB в океанах). Кроме того, здесь широко представлены продукты кристаллизационной дифференциации этих расплавов и их взаимодействия с материалом земной коры, ее частичной ассимиляции, а также, собственно, коровыми расплавами. В результате магматизм орогенов характеризуется значительным разнообразием [Богатиков и др., 2010; Ciborowski et al., 2017 и др.]. Однако при всем

при этом приоритет остается за внутриплитным (плюмовым) магматизмом.

В рассматриваемом случае Позднекайнозойской глобальной активизации резко возросшая роль внутриплитного магматизма может свидетельствовать о том, что этот феномен был связан с массовым подъемом мантийных плюмов, обновившим как все тектономагматические процессы, так и побочные климатические явления типа оледенений, опустынивания, смены палеогеографических (экологических) обстановок, привел к важным переменам в биосфере и т.д. Что могло вызвать такое непредсказуемое возрастание масштабов развития мантийных плюмов, зарождающихся на границе жидкого ядра и мантии? С нашей точки зрения это, в первую очередь, свидетельствует о резком увеличении количества глубинных флюидов. При этом, собственно мантия играет здесь пассивную роль, а необходимые тепло и флюиды поступают из ядра. Из этого следует, что именно затвердевающее жидкое ядро являлось источником перемен.

Поскольку темпы оттока тепла контролируются скоростью охлаждения Земли, то существенные колебаний здесь вряд ли можно ожидать. Другое дело – растворимость флюидных компонентов в высоко-Fe жидкости внешнего ядра, при снижении которой возникает феномен ретроградного кипения [Ландсберг, 2018], приводящий к активному высвобождению флюидной фазы и установлению ее самостоятельной роли в динамических процессах во внутренней Земле.

Во-вторых, как известно, растворимость флюидов в расплаве зависит от PT -параметров, и может существенно измениться, проходя в процессе охлаждения через существующие точки экстремумов (бифуркаций) [Ландсберг, 2018]. Нам не известен ни состав высоко-Fe жидкости внешнего ядра, ни точный состав флюидных компонентов, ни их возможные точки бифуркации в области сверхвысоких давлений ядра. Остается предполагать, что они существуют, и одну из них высоко-Fe расплав внешнего ядра проходил в середине миоцена в процессе общего охлаждения Земли. Скачкообразное понижение растворимости флюидов в расплаве внешнего ядра должно было привести к их массовому выделению и, соответственно, к увеличению количества возникающих мантийных плюмов. По-видимому, это и предопределило появление феномена Позднекайнозойской глобальной тектономагматической активизации Земли. Судя по масштабам и длительности процесса, возможно, это начало нового орогенного цикла.

Таким образом, по нашему мнению, причиной глобальной неоген-четвертичной тектономагматической активизации Земли, скорее всего, было резкое падение растворимости флюидных компонентов в одной из точек бифуркации в зоне кристаллизации высоко-Fe жидкости ее внешнего ядра. Это сразу привело к резкому усилению масштабов ее ретроградного кипения по всей окружности этой зоны, облегающей уже затвердевшее внутренне ядро. Капли этих флюидов всплывали в более плотном расплаве внешнего ядра и в значительно большем количестве накапливались в основании мантии, способствуя образованию мантийных плюмов. Механизмом реализации этой активизации был массовый подъем термохимических мантийных плюмов. Из этого следует, что “энергетическим сердцем” современной Земли, по-видимому, является ее затвердевающее внешнее ядро, порождающее мантийные плюмы – генераторы тектономагматических процессов в ее верхних оболочках.

После окончательного затвердевания жидкого ядра эти процессы прекратятся, как это уже произошло на Луне, Венере, Марсе и, вероятно, на Меркурии [Шарков, Богатилов, 2010].

*Механизмы осуществления передачи импульсов
из внутренних геосфер во внешние на примере
Позднекайнозойской глобальной
активизации Земли*

Как уже говорилось, Земля представляет собой охлаждающееся тело с затвердевающим жидким железным ядром. Выделяющаяся при этом теплота кристаллизации (равная теплоте плавления), по-видимому, полностью обеспечивает все эндогенные процессы, включая и рассматриваемую активизацию. Как было показано выше, активизация зародилась спонтанно во внутренних геосферах и затем охватила и внешние оболочки. При этом оказалось, что глубинные процессы подчиняются тем же общезначимым и физико-химическим законам, оперирующим на умеренных глубинах, правда с поправками на экстремальные условия.

Первый импульс к зарождению активизации, как уже говорилось, скорее всего был связан с прохождением трендом кристаллизации охлаждающейся высоко-Fe жидкостью внешнего ядра точки бифуркации, где резко понизилась растворимость флюидных компонентов, приведя к ретроградному кипению расплава. Пузырьки флюида, образующиеся в зоне кристаллизации, всплывали к основанию мантии сквозь расплав-хозяин, пропитывали и разогревали его с образо-

ванием разуплотненного слоя “D”. В результате там, на границе с вышележащей холодной литосферной мантией, формировалась неустойчивость Рэлея-Тейлора, приводящая к накоплению напряжений и локальному прорыву разуплотненного материала из глубин мантии во внешние оболочки, что должно было привести к образованию мантийного плюма. Растекание головных частей плюмов должно приводить к появлению крупных горизонтальных перемещений материала, появлению орогенов со складчато-разрывной тектоникой и зон океанического спрединга, а также зон нисходящего в мантию течения вещества — зон субдукции. Все это сопровождается адиабатическим декомпрессионным плавлением внесенного плюмами глубинного материала. Таким образом, именно мантийные плюмы являются главными трансляторами глубинных импульсов во внешние оболочки Земли, и путь трансформации глубинных импульсов можно проследить достаточно уверенно.

Единственным компонентом, участвующим в процессе на всем его протяжении, являются флюиды, выделившиеся при ретроградном кипении охлаждающегося жидкого железного ядра, всплывающие к основанию мантии, пропитывая и разуплотняя его вплоть до появления состояния неустойчивости Рэлея-Тейлора на границе новообразованного слоя “D” и вышележащей холодной литосферой. Вместе с новообразованными мантийными плюмами они проникают во внешние оболочки Земли, участвуют в декомпрессионном плавлении их материала и затем, вместе с вулканиками поступают на поверхность Земли.

ВЫВОДЫ

1. Позднекайнозойская глобальная активизация тектономагматических процессов Земли, продолжающаяся и поныне, произошла неожиданно и не вытекала ни из предшествующей истории развития Земли, ни внешнего воздействия. Это предполагает, что причина ее появления связана с глубинными процессами, происходящими во внутренних геосферах нашей планеты.

2. Показано, что земное ядро представляет собой затвердевающую систему, где его уже затвердевшая часть образована твердым внутренним ядром, а еще не успевшая затвердеть — внешним жидким ядром. Между ними должна находиться постоянно движущаяся снизу вверх маломощная зона кристаллизации. Показано, что особенностью происходящих в ней процессов является то, что они имеют место в условиях ретроградного кипения высокожелезистой жидкости ядра. При

этом капли выделяющегося флюида всплывают под влиянием гравитации в расплаве-хозяине и накапливаются в основании мантии (слой “D”).

3. Это должно приводить к разогреву и разуплотнению вещества этого слоя и появлению неустойчивости Рэлея-Тейлора на его границе с вышележащей плотной холодной литосферной мантией и возникновению мантийных плюмов, передающих глубинные импульсы в верхние оболочки Земли. Это хорошо согласуется с современными моделями формирования таких плюмов, позволяя обсудить технологию этого процесса.

4. Показано, что вещество современных мантийных плюмов состоит из мантийного матрикса и высокоплотных флюидов, значительную часть которых имеет происхождение из ядра. Сделан вывод, что количество мантийных плюмов, контролирующих тектономагматическую активность Земли, напрямую зависит от количества этих флюидов.

5. Судя по резкому возрастанию роли внутрилитного (т.е. связанного с подъемом мантийных плюмов) магматизма, рассматриваемая активизация осуществлялась за счет увеличения масштабов подъема мантийных плюмов, зарождавшихся на границе жидкого ядра и мантии в результате проникновения в нее флюидов из ядра.

6. Судя по тому, что состав расплавов в крупных изверженных провинциях практически не изменился за последние 2.3 млрд лет [Ernst, 2014], не изменился и состав мантийных термохимических плюмов. Вероятно, это связано с тем, что роль остаточного расплава здесь играют флюиды. Они не накапливаются в жидком внешнем ядре, а проходят через него транзитом, проникают в вышележащую мантию, и покидают ядро вместе с новообразованными термохимическими мантийными плюмами. Соответственно, количество мантийных плюмов — главных движителей тектономагматических процессов, напрямую зависит от поступающих из ядра флюидов.

7. Предполагается, что в процессе необратимого охлаждения высоко-Fe жидкости внешнего ядра она проходит через точки бифуркации, где происходит заметное снижение растворимости в ней флюидов. Одна из таких точек, где произошло скачкообразное падение растворимости флюидных компонентов, и могла послужить триггером для процессов глобальной активизации Земли, обеспечив поступление флюидов из затвердевающего ядра. Это привело к массовому подъему термохимических мантийных плюмов, сопровождаемому мощной активизацией тектономагматических процессов во внешних геосферах.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках госзадания Лаборатории Петрографии ИГЕМ РАН.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают свою глубокую признательность Е.В. Кислову за конструктивные замечания, позволившие существенно улучшить статью.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Альтшулер Л.В., Симаков Г.В., Трунин Р.Ф. К вопросу о химическом составе ядра Земли // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1968. Т. 1. С. 3–6.
- Богатиков О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В. Магматизм, тектоника, геодинамика Земли. Связь во времени и в пространстве. М.: Наука, 2010. 605 с.
- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика / 2-е издание. Новосибирск: Наука-ГЕО, 2001. 409 с.
- Ионов Д.А. Глубинные включения ультрамафитов в базальтах // Магматические горные породы. Т. 5. Ультраосновные породы / Под ред. Е.Е. Лазько, Е.В. Шаркова. М.: Наука, 1988. С. 310–338.
- Ландсберг Г.С. Элементарный учебник физики. Т. 1. Механика, теплота, молекулярная физика. М.: Физматлит, 2018. 612 с.
- Сорохтин О.Г. Жизнь Земли. М., Ижевск: Институт компьютерных исследований, 2007. 450 с.
- Уэйджер Л.П., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 552 с.
- Хаин В.Е. Общая геотектоника / Изд. 2. М.: Недра, 1973. 511 с.
- Шарков Е.В. Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения. М.: Научный мир, 2006. 364 с.
- Шарков Е.В., Богатиков О.А. Позднекайнозойская глобальная активизация геологических процессов Земли – тектономагматические аспекты // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 10. С. 3–21.
- Шарков Е.В., Богатиков О.А. Эволюция тектономагматических процессов Земли и Луны // Геотектоника. 2010. № 2. С. 3–22.
- Шарков Е.В., Богатиков О.А. Взаимодействие растекающейся головы мантийного плюма с древней литосферой: результаты изучения глубинных ксенолитов в базальтах и лампрофировых диатремах Западной Сирии // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 7. С. 899–915.
- Шарков Е.В., Богина М.М., Чистяков А.В., Злобин В.Л. Эволюция крупных изверженных провинций в истории Земли (на примере восточной части Балтийского щита) // Вулканология и сейсмология. 2020. № 5. С. 51–66.
- Шарков Е.В., Чистяков А.В. Коронарные структуры в феррогабброидах Ельтьозерского интрузивного комплекса (Северная Карелия, Россия) как свидетельство существования богатого Fe расплава. 1. Разновидности корон // Геохимия. 2017а. № 6. С. 513–526.
- Шарков Е.В., Чистяков А.В. Коронарные структуры в феррогабброидах Ельтьозерского интрузивного комплекса (Северная Карелия, Россия) как свидетельство существования богатого Fe расплава. 2. Происхождение высокожелезистой жидкости // Геохимия. 2017б. № 7. С. 609–617.
- Шарков Е.В., Богатиков О.А. Взаимодействие растекающейся головы мантийного плюма с древней литосферой: результаты изучения глубинных ксенолитов в базальтах и лампрофировых диатремах Западной Сирии // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 7. С. 899–915.
- Шарков Е.В., Прокофьев В.Ю., Чистяков А.В., Богина М.М., Горностаева Т.А. Мегакристи “пузырчатого” керсута в неоген-четвертичных вулканитах северо-западной Сирии: свидетельства кристаллизации в кипящем расплаве/флюиде // Вулканология и сейсмология. 2022. № 3. С. 60–80.
- Allegre C.J., Poirier J.-P., Humler E., Hofmann A.W. The chemical composition of the Earth // Earth Planet. Sci. Lett. 1995. V. 134. P. 515–214.
- Biggin A.J., Piispa E.J., Pesonen L.J., Holme R., Paterson G.A., Veikkolainen T., Tauxe L. Palaeomagnetic field intensity variations suggest Mesoproterozoic inner-core nucleation // Nature. 2015. V. 526. P. 245–248.
- Brandon A.D., Norman M.D., Walker R.J., Morgan J.W. ¹⁸⁶Os–¹⁸⁷Os systematics of Hawaiian picrites // Earth Planet. Sci. Lett. 1999. V. 174. P. 25–42.
- Ciborowski T.J.R., Minifie M.J., Kerr A.C., Ernst R.E., Baragar B., Millar I.L. A mantle plume origin for the Palaeoproterozoic Circum-Superior Large Igneous Province // Precambrian Res. 2017. V. 294. P. 189–213.
- Dejan P., Jacob D.E., Foley S.F. Recycling plus: A new recipe for the formation of Alpine–Himalayan orogenic mantle lithosphere // Earth and Planet. Sci. Lett. 2013. V. 362. P. 187–197.
- Dineley D.L. Miocene / Eds P.L. Hancock, B.J. Skinner // Oxford Companion to the Earth. Oxford: Oxford University Press, 2000. P. 694–695.
- Downes H. Formation and modification of the shallow subcontinental lithospheric mantle: a review of geochemical evidence from ultramafic xenolith suites and tectonically emplaced ultramafic massifs of Western and Central Europe // Journal of Petrology. 2001. V. 41. P. 233–250.
- Ernst R.E. Large Igneous Provinces. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2014. 653 p.
- Ghosh D., Maiti G., Mandal N., Baruah A. Cold plumes initiated by Rayleigh–Taylor instabilities in subduction zones, and their characteristic volcanic distributions: the role of slab dip // American Geophysical Union. 2020. <https://doi.org/10.1029/2020JB019814>

- Hirose K., Lay T.* Discovery of post-perovskite and new views in the core-mantle boundary region // *Elements*. 2008. V. 4. № 3. P. 183–189.
- Ionov D.A., O'Reilly S.Y., Genshaft Y.S., Kopylova M.G.* Carbonate-bearing mantle peridotite xenoliths from Spitsbergen: phase relationships, mineral compositions and trace-element residence // *Contrib. Miner. Petrol.* 1996. V. 125. № 4. P. 375–392.
- Jackson E.D.* Primary textures and mineral associations in the Ultramafic zone in the Stillwater complex, Montana // *US Geol. Surv. Prof. Paper* 358. 1961. 106 p.
- Jeffries H.* The Earth, its origin, history, and physical constitution. London: Cambridge Univ. Press, 1959.
- Kaminsky F.V.* The Earth's Lower Mantle. Composition and Structure. Springer, 2017. 331 p.
- Kusky T.M., Windley B.F., Zai M.-G.* Tectonic evolution of the North China Block: from orogen to craton to orogen // *Geological Society, London, Special Publications*. 2007. V. 280. P. 1–34.
- Labrosse S.* Thermal and Compositional Stratification of the Inner Core / Abstract of AGU 2014 Fall Meeting, 15–19 December. San Francisco, USA, 2014. D131A-4257.
- Labrosse S., Poirier J.-P., Le Mouél J.-L.* On the age of the inner core // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2001. V. 190. P. 111–123.
- Ma G.S.-K., Wang K.-L., Malpas J., Iizuka Y., Xenophontos C., Turkmani A.A., Chan G.H.-N., Usuki T., Chan Q.H.-S.* Melt-pockets and spongy clinopyroxenes in mantle xenoliths from the Plio-Quaternary Al Ghab volcanic field, NW Syria: implications for the metasomatic evolution of the lithosphere / Eds A. Khan, F. Deschamps // *The Earth's heterogeneous mantle*. Cham: Springer International Publishing, 2015. P. 205–257.
- Maruyama S.* Plume tectonics // *J. Geol. Soc. Japan*. 1994. V. 100. № 1. P. 24–49.
- McDonough W.F.* Compositional Model for the Earth's Core // *Treatise on Geochemistry. The Mantle and Core*. V. 2. Elsevier, 2014. P. 559–576.
- Mishra S.K., Srivastava A. K.* The Evolution of Magnetic Rayleigh–Taylor Unstable Plumes and Hybrid KH-RT Instability into a Loop-like Eruptive Prominence // *The Astrophysical J.* 2019. V. 874. № 57.
- Nataf H.-C.* Seismic imaging of mantle plumes // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2000. V. 28. P. 391–417.
- Pearson D.G., Canil D., Shirey S.B.* Mantle samples included in volcanic rocks: xenoliths and diamonds / Ed. R.W. Carlson // *Treatise on Geochemistry, The Mantle and Core*. V. 3. Elsevier, 2014. P. 547–568.
- Philpotts A.R., Ague J.J.* Principles of igneous and metamorphic petrology / 2nd edition. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2009. 667 p.
- Potter E., Szatmari P.* Global Miocene tectonics and the modern world // *Earth-Science Reviews*. 2009. V. 96. P. 279–295.
- Puchtel I.S., Brugmann G.E., Hofmann A.W.* Precise Re-Os mineral isochron and Pb-Nd-Os isotope systematics of a mafic-ultramafic sill in the 2.0 Ga Onega plateau (Baltic Shield) // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1999. V. 170. P. 447–461.
- Rizo H., Andrault D., Bennett N.R., Humayun M., Brandon A., Vlastelic I., Moine B., Poirier A., Bouhifd M.A., Murphy D.T.* ¹⁸²W evidence for core-mantle interaction in the source of mantle plumes // *Geochem. Persp. Lett.* 2019. V. 11. P. 6–11.
- Rubie D.C., Nimmo F., Melosh H.J.* Formation of the Earth's core. *Treatise on Geophysics. Evolution of the Earth* / Eds G. Schubert, D. Stevenson. Amsterdam et al.: Elsevier, 2009. P. 51–90.
- Rudnick R.L., Gao S.* Composition of the continental crust // *Treatise on Geochemistry* / Eds D. Holland, K.K. Turekian. Elsevier, 2003. V. 3. P. 1–64.
- Ryabchikov I.D., Sharkov E.V., Kogarko L.N.* Rhönite from mantle peridotites in Syria // *Bull. Tethys Geol. Soc. Cairo*. 2010. P. 9–13.
- Scheinberg A., Elkins-Tanton L.T., Schubert G., Bercovici D.* Core solidification and dynamo evolution in a mantle-stripped planetesimals // *J. Geophys. Res. Planets*. 2016. V. 121. P. 2–20.
- Sharkov E.V.* Origin and Development of Cores of the Terrestrial Planets: Evidence from Their Tectonomagmatic Evolution and Paleomagnetic Data // *The Earth's Core: Structure, Properties and Dynamics* / Ed. J.M. Phillips. N.Y.: Nova Science Publishers Inc., 2012. P. 39–62.
- Sharkov E., Bogina M., Chistyakov A.* Magmatic systems of large continental igneous provinces // *Geosci. Front.* 2017. V. 8. № 4. P. 621–640.
- Sharkov E., Bogina M.* Composition of Mantle Thermochemical Plumes did not Change from the Mid Paleoproterozoic: Evidence from the LIPs' Study // *Goldschmidt Abstracts*. 2019. 3065.
- Shibazaki Y., Ohtani E., Teresaki H., Suzuki A., Funakoshi K.* Hydrogene partitioning between iron and ringwoodite into the Martian core // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2009. V. 287. P. 463–470.
- Stille H.* Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin: Gebrüder Borntraeger, 1924.
- Walker R.J., Morgan J.W., Hanski E.J., Smolkin V.F.* Re-Os systematics of early Proterozoic ferropicrites, Pechenga complex, northwestern Russia: evidence for ancient ¹⁸⁷Os-enriched plume // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1997. V. 61. P. 3145–3160.
- Wang T., Song X., Xia H.H.* Equatorial anisotropy in the inner part of Earth's inner core from autocorrelation of earthquake coda // *Nature Geoscience*. 2015. V. 8. P. 224–227.
- Xu W.W., Zheng T.Y., Zhao L.* Mantle dynamics of the reactivating North China Craton: Constraints from the topographies of the 410-km and 660 km discontinuities // *Science China. Earth Sciences*. 2011. V. 54. № 6. P. 881–887.
- Young Y.-N., Tufo H., Dubey A., Rosner R. J.* On the miscible Rayleigh–Taylor instability: two and three dimensions // *Fluid Mech. Cambridge: Cambridge University Press*, 2001. V. 447. P. 377–408.

Mechanisms of Translation of Deep-Seated Pulses into External Shells of the Modern Earth: Evidence from Late Cenozoic Global Tectonomagmatic Activation of Our Planet

E. V. Sharkov^{1, *}, M. M. Bogina¹, and A. V. Chistyakov¹

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

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

It is known that the Earth's history is characterized by periodic activation of tectonomagmatic processes, when they are intensified without visible reasons. This is obviously related to the evolution of deep-seated petrological processes, the peculiar reflect of which are events in the external shells of the modern Earth (tectonosphere), but the nature of these processes and mechanisms of their translation in tectonosphere remain weakly studied. This problem is considered by the Late Cenozoic (Neogene–Quaternary) global activation. The modern Earth represents a cooling body with solidifying liquid iron core. This process should be accompanied by several thermodynamic, physical, and physical-chemical effects, which could lead to the internal activation of our planet. We attempted to decipher these problems using available geological, petrological, geochemical, and geophysical data on the present-day activation. It is shown that main active element in the modern Earth is uninterruptedly upward moving thin crystallization zone located between completely solidified part of the core (solid inner core) and its completely liquid part (external liquid core). Diverse phase transitions in a cooling melt passing through bifurcation points are related to this zone. The phase transitions are represented by both a change of crystallizing solid phases which built up inner core and retrograde boiling with formation of drops of “core” fluids. These drops are floated in high-Fe host melt and are accumulated at the mantle base, where they are involved in the formation of mantle plumes, which are the main carriers of deep-seated pulsed into external geosphere, and finally leave the core with them. It is suggested that in one of such points the fluid solubility in cooling high-Fe liquid of external core sharply decreases. This should lead to the simultaneous intensification of retrograde boiling of this melt over the entire zone surface of zone of the core crystallization zone, i.e., on a global scale. This could provide the influx of excess “core” fluids required for large-scale generation of mantle plumes and serve as trigger for Late Cenozoic global tectonomagmatic activation of the Earth.

Keywords: activation of tectonomagmatic processes, solidification of the core, external (liquid) and inner (solid) core of the Earth, high-Fe liquid, bifurcation point, retrograde boiling, mantle plumes, global petrology

УДК [550.83:551.2](571.6+518+7)

ГЕОМЕТРИЯ И РЕОЛОГИЯ ПЛЮМОВ: ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ В ВЕРОЯТНОСТНЫХ ГРАВИТАЦИОННЫХ МОДЕЛЯХ

© 2023 г. А. М. Петрищевский*

*Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН,
ул. Шолом Алейхема, 4, Биробиджан, 679016 Россия*

**e-mail: petris2010@mail.ru*

Поступила в редакцию 24.09.2022 г.

После доработки 15.02.2023 г.

Принята к публикации 06.03.2023 г.

Рассматриваются и сопоставляются с комплексом геолого-геофизических данных 3D распределения плотностной контрастности земной коры и верхней мантии в головах шести плюмов: Йеллоустонского, Эмейшаньского, Катазиатского, Охотоморского, Мая-Селемджинского и Индигиро-Колымского) до глубины 200 км. По полученным данным, астеносферные части плюмов имеют грибовидную форму, а астеносферные магмы растекаются под подошвой литосферы, реже — под подошвой земной коры. На удалении 250–300 км от центрального ствола головы плюмов сужаются до диаметра 200–300 км на глубине 100–120 км. В большинстве рассмотренных плюмов их литосферные и коровые фрагменты выгнуты по направлению к поверхности. В верхних слоях земной коры поднятия иногда осложнены локальными прогибами, что объясняется проседанием сводов структур над магматическими очагами в подкоровом вязком слое и астеносфере. Плюмы часто сопряжены с зонами растяжения литосферы (рифтами), в результате чего в нижних литосферных и коровых срезах плюмов картируются линейные зоны пониженной вязкости. Структурное положение рассмотренных плюмов контролируется границами литосферных плит и крупных сегментов 2-го порядка. Одинаковая геометрия и реология плюмов, сформировавшихся в разное время (триас–неоген) и в далеко удаленных друг от друга регионах (Северо-Восток России, Приамурье, Северо-Запад США, Южный Китай, Охотское море) свидетельствуют об универсальности тектонических обстановок, способствующих проникновению мантийных струй в верхние тектонические оболочки Земли. Главнейшими из них являются зоны растяжения литосферы, в особенности — участки пересечения разнонаправленных разрывов литосферы.

Ключевые слова: гравитационные модели, реология, плюмы, Восточная Азия, окраинные моря, Йеллоустон

DOI: 10.31857/S0203030623700141, **EDN:** TNDUSM

ВВЕДЕНИЕ

Плюмы, или мантийные струи, широко распространены в тектонических оболочках Земли [Loper, 1991; Courtillot et al., 2003; Saunders et al., 2007; Коваленко и др., 2009], в том числе — в Восточной Азии и прилегающих окраинных морях [Miyashiro, 1986; Zorin et al., 2003; Петрищевский, Злобин, 2004; Петрищевский, Юшманов, 2011, 2014; Noa et al., 2008]. Большинство мезозойских и кайнозойских плюмов сопровождается воздыманием кровли астеносферы, т.е. сокращением мощности литосферы [Loper, 1991; Грачев, 2003; Saunders et al., 2007; Пучков, 2009] и соответствующими гравитационными максимумами, однако существование плюмов в настоящем и особенно — в прошлом, часто предполагается в пределах широких гравитационных минимумов, обусловленных большими объемами гранитоидных магм [Литви-

новский и др., 1989; Hill, 1993; Zorin et al., 2003; Noa et al., 2008; Оролмаа и др., 2008]. В последнем случае, гравитационное моделирование реологических неоднородностей плюмовой природы в верхней мантии представляет собой трудно разрешимую задачу.

Наиболее частыми (типичными) в литосферных и астеносферных сечениях являются плюмы диаметром от 800 до 1200 км [Griffiths, Campbell, 1991; Hill, 1993; Ernst et al., 2002; Saunders et al., 2007; Добрецов и др., 2006; Петрищевский, Юшманов, 2011, 2014], размеры которых зависят от температуры плавления в голове плюма и стадии его развития, а также от способности тектонических сред изменять свою вязкость под влиянием температуры.

Геологическими признаками плюмов являются обширные поля мезозойских и кайнозойских

базальтов с высоким содержанием оксидов калия и натрия [Loper, 1991; Грачев, 2003; Saunders et al., 2007; Пучков, 2009], а также характеристические отношения содержаний в базальтах и мантийных ксенолитах радионуклеидных изотопов (Nd, Sr, Pb, Os, Hf, Xe и особенно — He) [Thirwall et al., 1994; Грачев, 2003; Courtillot et al., 2003; Добрецов, 2008]. Геофизическими атрибутами плюмов являются аномалии теплового потока, пониженные значения скорости сейсмических волн и электрических сопротивлений в нижней коре, подкоровом и астеносферном слоях верхней мантии и “размывание” подошвы земной коры [Грачев, 2003; Zorin et al., 2003].

Совмещение перечисленных геолого-геофизических признаков плюмов не является постоянным и повсеместным по разным причинам. В их числе: различный уровень эрозионного среза литосферных частей плюмов, различная глубина залегания астеносферных магм, степень изученности районов влияния плюмов, наложение постплюмовых процессов (субдукция, рифтогенез), ответвления горячих точек от центров плюмов, ассимиляция мантийных магм коровыми магмами (гибридизм). Поэтому из 49 кайнозойских и мезозойских горячих точек планеты только 9 удовлетворяют трем из пяти критериев плюмов [Courtillot et al., 2003]. В частности: только 13 точек характеризуются плюмовыми отношениями изотопов гелия, и только 16 сопровождаются понижением скорости поперечных сейсмических волн в верхней мантии. Совпадение последних двух признаков имеет место только в трех случаях. Обширные поля андезито-базальтов (LIP — Large Igneous Provinces) тоже далеко не всегда сопровождают горячие точки и эти поля чаще всего имеют линейные формы и коррелируются с рифтами [Svensen, Jamtveit, 2010; Menzies et al., 2002]. По одним заключениям [Torsvik et al., 2006] LIP локализованы на флангах двух гигантских полей горячей нижней мантии на глубине 2800 км: Африканской и Тихоокеанской, а по другим — приурочены к границам палеоплит [Peace et al., 2020] и современных континентов [Menzies et al., 2002], т.е. LIP связаны со структурами растяжения и сдвига. Последнее находит подтверждение в экспериментальных плюмовых моделях [Burov et al., 2007]. Тем не менее, некоторые исследователи [Foulger, 2010] полагают, для объяснения причин происхождения гигантских вулканических полей вполне достаточно аргументов плитной тектоники, т.е. субдукции, рифтогенеза и мантийной конвекции.

Так или иначе, но существование плюмов и развитие связанных с ними флюидно-магматических процессов часто бывает синхронным, или ассоциированным, с коллизией или субдукцией литосферных плит [Campbell, 2007; Dobretsov et al., 2010; Nikishin et al., 2002; Коваленко и др., 2009],

мантийной конвекцией [Добрецов, 2008; Loper, 1991] и рифтогенезом [Zeyen et al., 1997; Борисенко и др., 2006; Leitch et al., 1998; Saunders et al., 2007; Zorin et al., 2003]. В понимании взаимоотношений процессов субдукции и плюмообразования нет полной определенности. Существуют предположения, что плюмы могут инициироваться процессами субдукции [Ueda et al., 2008; Zhang, Li, 2018], образовываться до начала субдукционных процессов [Strak, Schellart, 2018], либо происходить независимо от субдукции и обуславливаться конвективными течениями в мантии [Hassan et al., 2015]. В последнем случае движения плит и плюм-структуры представляют собой разные стороны процесса термохимической конвекции в мантии [Пучков, 2016]. По этой причине некоторые исследователи [Гордиенко, 2019] полагают, что отделить субдукционные процессы от плюмовых невозможно.

По перечисленным выше причинам исследование структурных форм и пространственных взаимоотношений сред различной вязкости в головах плюмов является актуальной задачей. Результаты такого исследования, увязанные со структурными, петрологическими, петрохимическими и геофизическими характеристиками плюмов, способствуют более надежной диагностике и пространственной параметризации этих структур, оценкам их связи с предшествующими, или сопряженными с ними, тектоническими процессами: рифтогенезом, коллизией и субдукцией литосферных сегментов.

Целью этой статьи является исследование реологических и геометрических параметров плюмов в литосферно-астеносферном диапазоне глубин с помощью внутренне однозначных вероятностно-детерминистских гравитационных моделей, не связанных с внешней (по отношению к гравиметрической) геолого-геофизической информацией. В отличие от большинства предшествующих, результаты моделирования отображаются в параметризованной виде, а внешняя геолого-геофизическая информация в полном объеме сопоставляется с гравитационными моделями на конечном этапе их тектонической интерпретации. Объектами исследований являются Йеллоустонский, Эмейшаньский, Катазиатский, Мая-Селемджинский, Индигиро-Колымский и Охотоморский плюмы, располагающиеся в разных частях тектонической оболочки планеты.

МЕТОДИКА МОДЕЛИРОВАНИЯ

Отправной точкой конструирования рассматриваемых ниже гравитационных моделей является представление о множественности источников гравитационных аномалий в сложнопостроенной среде, исходя из которого каждое локальное возмущение поля является результатом сложения

эффектов нескольких источников, а для любой многосвязной системы источников всегда существует эквивалентная односвязная масса с центром тяжести, соответствующим центру тяжести системы [Иванов, 1956; Зидаров, 1986; Петрищевский, 2020]. Идеологической основой конструирования моделей является представление геологического пространства в виде микститовой среды с хаотическим распределением плотностных неоднородностей. Предметом интерпретации гравитационных возмущений, таким образом, являются не конечно-метрические (конечно-элементные) геологические тела, а области источников, эквивалентные компактной односвязной звездной массе. Такой подход, по мнению автора, более применим при исследовании районов влияния плюмов, где сочетаются проявления различных по составу (базальты, андезиты, риолиты, граниты), и формам (вулканические покровы, интрузивные тела, дайки) магматических формаций, флюидная и тектоническая переработка вмещающих пород.

Математическое обоснование, идеология и методика построения рассматриваемых ниже гравитационных моделей подробно изложены в предшествующих работах [Петрищевский, 2013а, 2020]. Реализованная методика осуществлена в рамках вероятностно-детерминистского подхода к интерпретации гравитационных аномалий [Балк и др., 2011; Петрищевский, 2014; Петрищевский, Исаев, 2017].

В качестве исходных данных использован мировой каталог гравиметрических данных [Land Gravity Data.bgi.omp.obs-mip.fr/модель: EGM08_CBA_global_2190_2.5m], содержащий цифровой массив значений аномалий Буге по сети $0.042^\circ \times 0.042^\circ$ на территориях Южного Китая и северо-запада Соединенных штатов Америки. На территориях российского Приамурья, Индигиро-Колымского региона и Охотского моря использованы российские наземные и морские гравиметрические наблюдения, обобщенные в Государственной гравиметрической карте Российской Федерации, 2001 г., 1 : 2 500 000.

На широтных профилях, пересекающих гравиметрические карты через 0.5° , с шагом 5 км были построены графики аномалий Буге, по которым рассчитаны кажущаяся глубина залегания источников квази-симметричных аномалий и плотностная контрастность (μ_z -параметр) на отрезках между центрами плотностных неоднородностей и поверхностями эквивалентных сфер [Петрищевский, 2013, 2020; Петрищевский, Юшманов, 2021], на которые выметались, по Пуанкаре [Evans, 1933], аномальные массы этих источников. Земная кора и верхняя мантия были подразделены на 15 слоев в интервалах глубин: 11–20, 16–25, 21–30, 27–40, 32–45, 37–50, 42–60, 52–70, 62–80, 72–100, 82–110, 95–130, 105–150, 125–180

и 155–250 км. Источники гравитационных аномалий каждого слоя выметались на поверхности эквивалентных сфер, касательных к поверхностям слоев на глубинах соответственно: 10, 15, 20, 25, 30, 35, 40, 50, 60, 70, 80, 90, 100, 120 и 150 км по алгоритму:

$$\mu_z = \frac{Vzm Z_0}{4\pi K (Z_0 - Hc)^2}, \quad (1)$$

где Z_0 — глубина залегания центра масс, однозначно определяемая в случайном пересечении поля источника гравитационной аномалии, Vzm — амплитуда локального симметричного гравитационного возмущения, Hc — глубина залегания поверхности, на которую выметаются массы источников, залегает всегда выше поверхности слоев; K — гравитационная постоянная.

В результате вычислений формировалась цифровая 3D-модель $\mu_z(x, y, Hc)$, которая являлась исходным материалом для построения распределений плотностной контрастности в горизонтальных срезах и вертикальных разрезах тектоносферы. Описанная процедура является вероятностно-детерминированной, поскольку источники гравитационных аномалий непосредственно не связываются с конкретными геологическими телами или структурами. Она близка к процедурам локализации источников гравитационных аномалий способами отношений производных потенциала [Петрищевский, Исаев, 2017], но отличается от них переменным размером скользящего окна и измерением амплитуд гравитационных аномалий, что позволяет исследовать вещественные параметры геологических сред.

Опыт исследований [Петрищевский, 2008–2022] показывает, что плотностная контрастность геологических сред, описываемая μ_z -параметром, является индикатором их реологического состояния. Высоким и повышенным значениям μ_z -параметра соответствуют древние жесткие метаморфические блоки кратонов и террейны кратонного типа, а низким и пониженным значениям — зоны дробления и трещиноватости, аккреционные призмы и турбидитовые террейны, а так же зоны флюидно-гидротермальной проработки в разломах и апикальных частях структур центрального типа разного ранга [Петрищевский, 2013а, 2016; Петрищевский, Юшманов, 2011, 2014, 2021]. В верхней мантии высоким значениям μ_z -параметра соответствует нижний жесткий слой литосферы, а его низкие значения регистрируются в подкоровом вязком слое и астеносфере [Петрищевский, 2008, 2013а, 2013б]. В разрезах тектоносферы низкие значения μ_z -параметра повсеместно совпадают с зонами пониженных скоростей сейсмических волн и удельных электрических сопротивлений [Петрищевский, 2008, 2016, 2022], а лучше

всего — с максимумами V_p/V_s отношения [Петрищевский, 2016].

ВЕРОЯТНОСТНО-ДЕТЕРМИНИРОВАННЫЕ ГРАВИТАЦИОННЫЕ МОДЕЛИ ПЛЮМОВ В ЛИТОСФЕРНО-АСТЕНОСФЕРНОМ ДИАПАЗОНЕ

Йеллоустонский плюм расположен на северо-западе Соединенных штатов Америки (рис. 1б) на месте широкого поля вулканитов и его существование обосновывается сейсмическими, термометрическими и петрологическими моделями [Saunders et al., 2007; Obrebski et al., 2011]. Для этого плюма установлены высокие отношения изотопов гелия (He^3/He^4) в базальтах [Courtillot et al., 2003] и пониженные скорости сейсмических волн в нижнем слое земной коры и астеносфере [Obrebski et al., 2011]. Район влияния Йеллоустонского плюма располагается в области высокого теплового потока ($Q > 80$ мВт/м²), а температура на глубине 5 км составляет 200°C, достигая максимального значения ($>325^\circ\text{C}$) в Йеллоустонской кальдере на северо-восточном фланге плюма [Tester et al., 2015]. С Йеллоустонским плюмом так же связана геотермальная система Беовэйв на южном фланге плюма [Watt et al., 2007]. По геофизическим данным [Watt et al., 2007] под базальтами располагаются дайки, уходящие на глубину 9 км или более, а на северном фланге плюма они выходят на поверхность [Saunders et al., 2007; Pierce, Morgan, 2009].

Индикатором магматического очага в голове плюма в интервале глубин 50–100 км является низкая скорость сейсмических волн [Obrebski et al., 2011], а омоложение вулканитов в направлении от центра плюма к северо-востоку вдоль долины Змеиной реки свидетельствует о миграции горячей магмы в том же направлении [DeNosaquo et al., 2009]. Хорошо изучен восточный фланг Йеллоустонского плюма, а его центральная часть — Провинция Бассейнов и Хребтов, где картируются широкие поля риолитов и базальтов с возрастом 16–17 Ма [Saunders et al., 2007], менее изучена, в связи с чем вопрос о плюмовой природе вулканитов Змеиной реки дебатировался [Foush, 2012].

Распределение плотностной контрастности в нижнекоровом срезе (см. рис. 1а) характеризуется концентрической зональностью, типичной для структур центрального типа [Петрищевский, 2013а; Петрищевский, Юшманов, 2011, 2014, 2021]: в центре располагается минимум, совпадающий с полем четвертичных базальтов, а по периферии — максимумы. Ясно проявлены две линейные зоны минимумов μ_z -параметра, одна из которых (субмеридиональная) совпадает с северным продолжением рифтовой зоны Невада—Орегон [Pierce, Morgan, 2009; Watt et al., 2007]. Вторая зона про-

стирается в северо-восточном направлении и на северо-восточном отрезке совпадает с зоной растяжения в долине Змеиной рек, по которой мигрировала вулканическая магма из центра плюма [Saunders et al., 2007; DeNosaquo et al., 2009]. Судя по расположению субширотных зон растяжения, прилегающих к рифту Невада—Орегон (см. рис. 1а), в последнем присутствует сдвиговая компонента.

По полученным данным астеносфера, диагностируемая по минимуму плотностной контрастности (см. рис. 1в), приближается к поверхности Земли под центральной частью плюма и его северо-восточным ответвлением до глубины 70 км, что полностью соответствует сейсмотомографической модели [Obrebski et al., 2011]. Контур головы плюма в этом срезе совпадают с контуром геоморфологической модели района Бассейнов и Хребтов [Saunders et al., 2007] и предполагаемым [Pierce et al., 2009] куполообразным поднятием (см. рис. 1в). В центре минимума плотностной контрастности располагаются обширные вулканические поля (см. рис. 1в). По полученным данным (разрез 2—2 до глубины 60 км, см. рис. 1г), земная кора в центральной части плюма прогнута на 7–8 км и утонена что обычно случается при обрушении кровли магматического очага в структурах центрального типа.

В срезе на глубине 60 км (см. рис. 1б) проявлена отчетливая связь плюма с рифтовой зоной Невада—Орегон [Pierce, Morgan, 2009]. В южной части рассматриваемого района картируются разломы субмеридионального простираения, а в северной — такую же ориентировку имеют жилородоподобные дайки базальтов. Зона низкой плотностной контрастности в срезе на глубине 60 км характерна для структур растяжения [Петрищевский, 2008, 2016, 2019] и она совпадает с центральным полем вулканитов в голове Йеллоустонского плюма (см. рис. 1б). В поле скоростей сейсмических волн рифтовая зона тоже проявлена в срезах на глубинах 25 и 50 км [Obrebski et al., 2011]. Напомним, что подобное наложение рифтогенеза на плюм, либо проникновение плюмовых магм и флюидов в зону растяжения литосферы, является широко распространенной закономерностью [Borisenko et al., 2006; Leitch et al., 1998; Saunders et al., 2007; Zeyen et al., 1997; Zorin et al., 2003].

В вертикальных разрезах (см. рис. 1г) астеносферная часть головы плюма имеет типичную для этого типа структур грибообразную форму [Burov et al., 2007] и астеносфера в голове плюма практически сливается с подкоровым вязким слоем. Тонкие жесткие пластины, диагностируемые по максимумам плотностной контрастности в интервалах глубин 55–60 и 70–80 км, инъецированы с востока в менее вязкую астеносферу.

Рассмотренная гравитационная и известная сейсмологическая [Obrebski, 2011] модели одно-

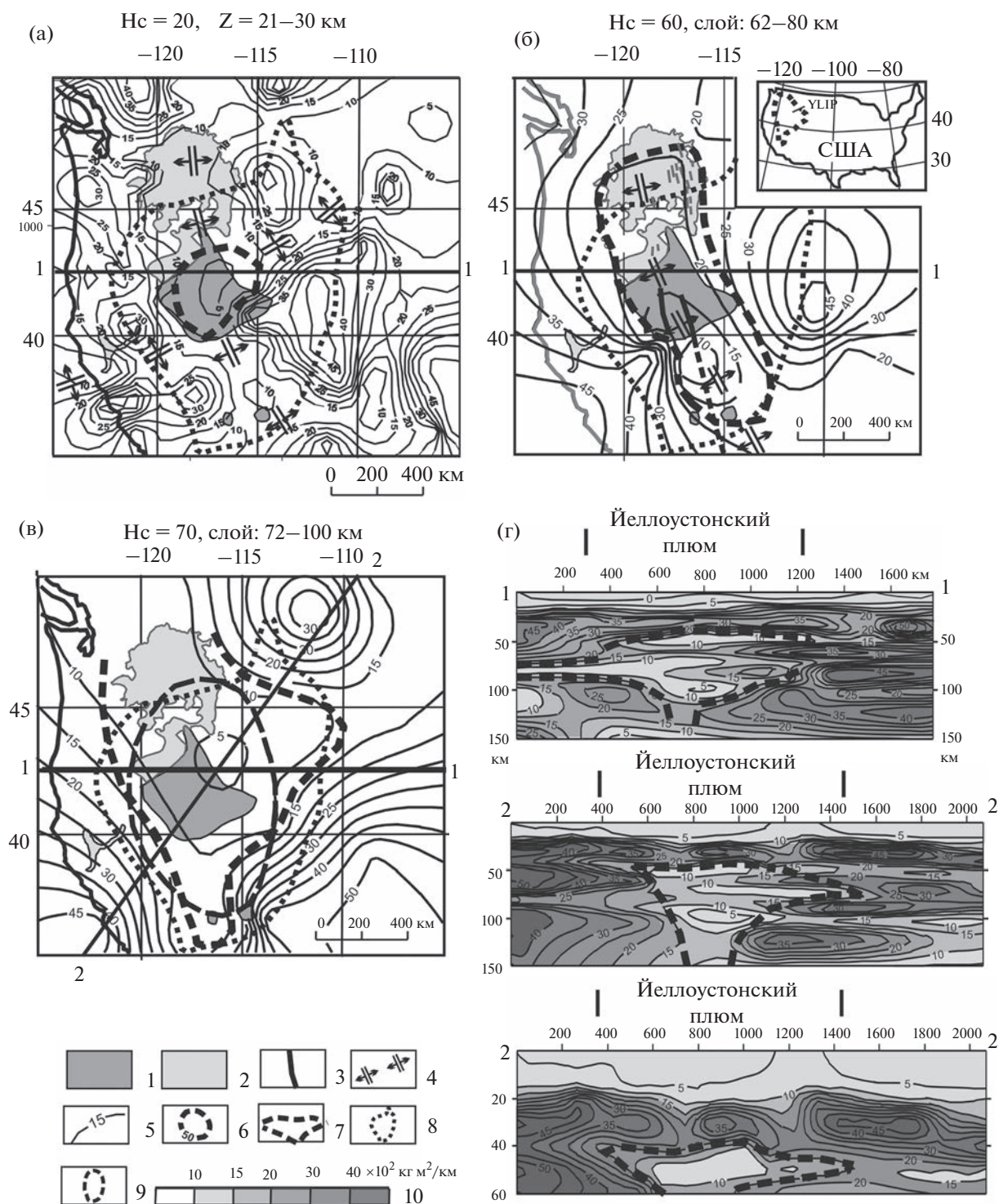


Рис. 1. Плотностная контрастность земной коры (а) и верхней мантии (б, в) в зоне влияния Йеллоустонского плюма с разрезами μ_z (х, у, H_c)-модели (г). 1, 2 – базальты (1) и риолиты (2) центральной зоны Йеллоустонского плюма [Saunders et al., 2007]; 3 – разломы; 4 – ось зоны растяжения Невада–Орегон [Watt et al., 2007]; 5 – изолинии плотностной контрастности (1 ед. = 10^{-2} кг/м²/км); 6, 7 – астеносфера в плане (6) и разрезах (7); 8 – геоморфологический контур провинции бассейнов и хребтов [Saunders et al., 2007]; 9 – контур предполагаемого куполообразного поднятия [Pierce et al., 2009]; 10 – шкала раскраски разрезов. H_c – глубина среза μ_z -модели.

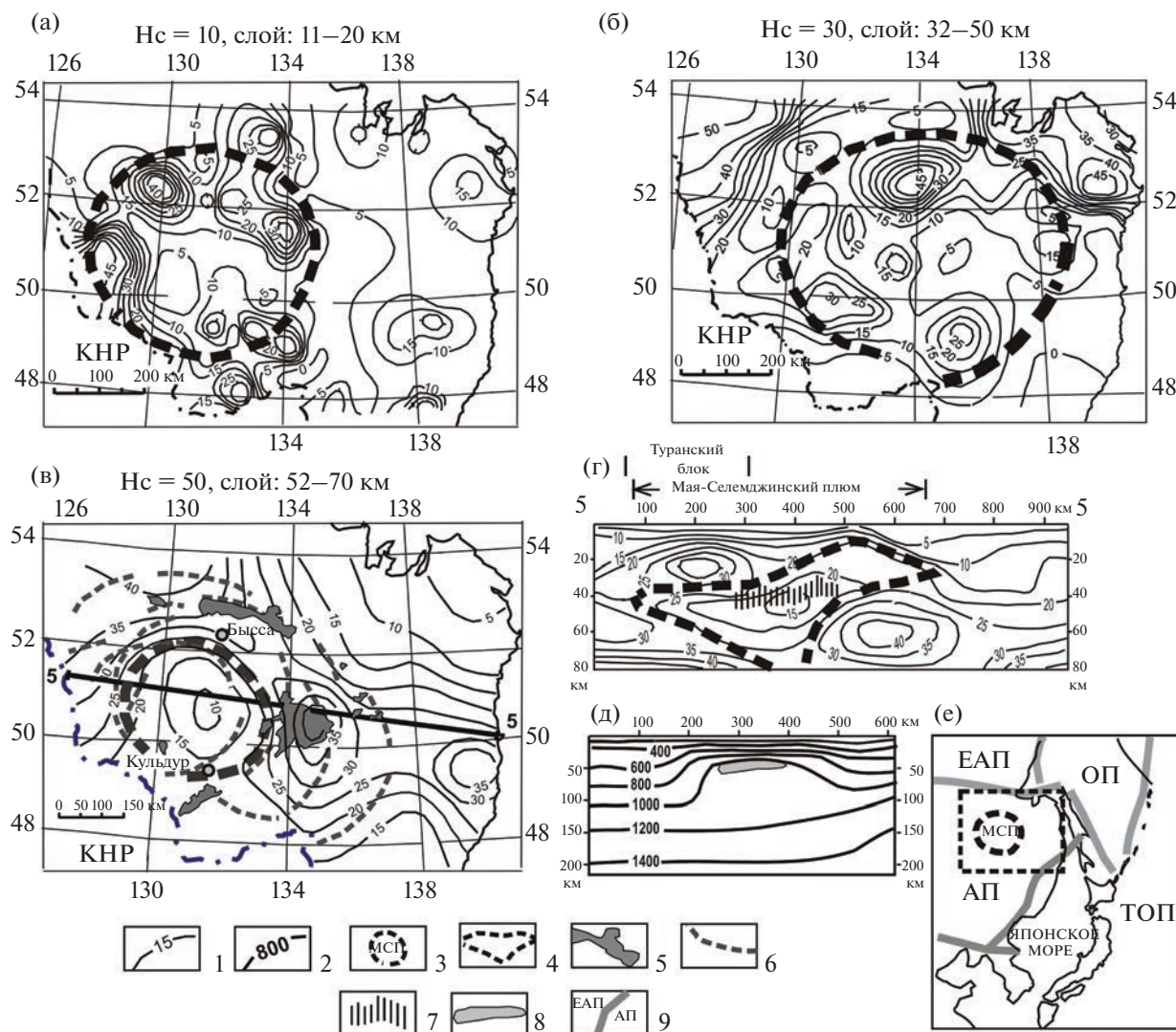


Рис. 2. Плотностная контрастность (а–г), температура (д) в голове Мая-Селемджинского плюма и литосферные плиты (е).

1, 2 – изолинии плотностной контрастности (1 ед. = 10^{-2} кг/м³/км) и температуры °С; 3, 4 – контуры плюма в плане (3) и разрезе (4); 5 – мел-палеогеновые-четвертичные вулканилиты; 6 – оси дуговых отрицательных аномалий; 7 – зона пониженных скоростей сейсмических волн в разрезе “г” [Потапов, 1977]; 8 – зона частичного плавления [Тектоносфера ..., 1992]; 9 – границы литосферных плит: ЕАП – Евразийская, ОП – Охотоморская, ТОП – Тихоокеанская, АП – Амурская. H_c – глубина среза μ_z -модели.

значно свидетельствуют в пользу существования Йеллоустонского плюма, имеющего субмеридиональное и северо-восточное ответвления. Направленное от центра плюма омоложение возраста вулканических пород в долине Змеиной реки [DeNosaquo et al., 2009] обусловлено латеральной миграцией подкоровой магмы.

Мая-Селемджинский плюм в российском Приамурье выделен на основании анализа распределений плотностных неоднородностей в земной коре и верхней мантии, коррелируемых с концентрически-зональными распределениями морфоструктур рельефа, вулканических полей (рис. 2в) и рудной минерализации [Петрищевский,

Юшманов, 2011]. Структура сопровождается дуговыми магнитными аномалиями (см. рис. 2в) на периферии и повышенным тепловым потоком ($Q > 50$ мВт/м²) в центре [Карта теплового потока ..., 1988], предполагающим существование расплавленных магм в своде структуры (см. рис. 2г). В краевых частях центральной зоны располагаются термальные источники Кульдур и Биссинский (см. рис. 2в).

Концентрические распределения плотностной контрастности в голове Мая-Селемджинского плюма – признак структуры центрального типа – начинают проявляться с глубины 10 км (см. рис. 2а–2в) и характеризуются повышенными и вы-

сокими значениями этого параметра (25–50 ед.) на флангах структуры относительно низких (0–10 ед.) и пониженных (10–20 ед.) значений в центральной зоне. Маркируемые по этому признаку контуры головы предполагаемого плюма диаметром 500 км прослеживаются до глубины 80 км и сужаются в диаметре до 150 км в подкоровом диапазоне глубин (см. рис. 2г). В разрезе голова плюма имеет характерную грибовидную форму (см. рис. 2г).

Минимум плотностной контрастности в центральной зоне плюма совпадает с зоной пониженной скорости сейсмических волн (см. рис. 2г) и зоной частичного плавления в теплофизической модели (см. рис. 2д). На глубине 50 км температура в центре плюма достигает значений 1000°C. Обнаружены признаки смещения вязких подкоровых магм ($\mu_z < 10$ ед.) в голове плюма на восток (см. рис. 2б, 2г) под давлением Туранского кратонного блока, согласно с направлением перемещения Амурской плиты [Геодинамика ..., 2006]. Грибовидная форма астеносферной части Мая-Селемджинского плюма, термальные источники и горизонтальное смещение подкоровых магм сближают его с Йеллоустонским плюмом.

Эмейшаньский плюм на юге Китая (рис. 3а) сопровождается широким полем пермских (257–262 Ма) базальтов на поверхности и низкой скоростью сейсмических волн в интервале глубин 50–100 км в его центральной (внутренней) зоне [Xe, Santosh, 2017]. На глубине 50 км аномалии скорости сейсмических волн во внутренней (стволовой) зоне плюма характеризуются концентрической зональностью: в центре зоны располагается локальный максимум, обрамляемый кольцевым минимумом [Xe, Santosh, 2017]. Эмейшаньский плюм проявлен и в гравитационных аномалиях (см. рис. 3в): он сопровождается региональным максимумом Буге с амплитудой порядка 50 мГл. При этом западный фланг этой структуры прослеживается под блоком Симао.

Высокое содержание изотопов углерода C^{13} в осадочных породах свидетельствует о декарбонизации земной коры под влиянием мантийных магм, что укрепляет некоторых исследователей [Shi et al., 2020] в предположении о существовании Эмейшаньского плюма. Однако, сомнения вызывают не характерные для плюмов отношения изотопов Sr–Nd–Pb–Os [Shelnutt, 2014] и отсутствие изотопов гелия в базальтах, что не позволяют однозначно судить о их мантийном происхождении.

Неопределенной является мощность земной коры в голове плюма. По одним данным [Shelnutt, 2014] она минимальна во внутренней зоне плюма, а по другим [Xu et al., 2004; Liu et al., 2017] – увеличена на 15 км (прогиб) относительно промежуточной зоны, в соответствии с чем источником базальтов

предположительно являются магмы в нижней коре и подкоровой мантии.

Тем не менее, плюмовую концепцию Эмейшаньского плюма поддерживает большинство исследователей несмотря на то, что сейсмический разрез его центральной зоны плохо согласуется с моделью апвеллинга (поднятия) литосферы [Shelnutt, 2004], а в нижней литосфере на глубинах 80–140 км регистрируется линза нормальной высокоскоростной мантии ($8.4\text{--}8.5 \text{ км с}^{-1}$) толщиной 50 км и горизонтальной протяженностью 350 км, доказывающая отсутствие вязких магм в этом глубинном диапазоне. Распределение скорости продольных сейсмических волн в переходном слое кора-мантия [Liu et al., 2017] тоже показывает наличие линзы высокоскоростных пород ($V_p = 7.0\text{--}7.4 \text{ км с}^{-1}$) и эта линза разными исследователями включается либо в состав земной коры [Liu et al., 2017], либо в подкоровую мантию [Shelnutt, 2014]. Сейсмотомографические данные [Xe, Santosh, 2017] регистрируют понижение скорости сейсмических волн под Эмейшаньским плюмом только до глубины 100 км.

Перечисленные данные, в совокупности, допускают возможность проявления обычного континентального (внутриплитного) магматизма декомпрессионной природы в зоне растяжения литосферы на месте Эмейшаньской магматической провинции без участия глубоких частей верхней мантии. Таким образом, причины происхождения Эмейшаньского плюма и глубинные источники базальтов в значительной степени остаются неясными [Shelnutt, 2014].

По полученным данным, голова Эмейшаньского плюма характеризуется сложным распределением плотностной контрастности. До глубины 20 км во внутренней зоне плюма регистрируется минимум μ_z -параметра (5–15 ед.), в интервале глубин 42–60 км – максимум (см. рис. 3а), а в интервале глубин 70–100 км, соответствующим астеносферному слою – минимум (см. рис. 3б). Такое распределение примерно соответствует сейсмотомографической модели [He, Santosh, 2017] и сейсмическому разрезу [Xu et al., 2004], которые дают основание предполагать существование жесткой пластины в нижней литосфере внутренней зоны Эмейшаньского плюма. В нашей модели (см. рис. 3г) эта пластина характеризуется выпуклой формой, типичной для плюмов, в интервале глубин 40–80 км. Эта пластина огибает куполообразное поднятие астеносферы во внутренней зоне плюма. В соответствии с куполообразным изгибом литосферы пермские базальты располагаются не в центре, а на флангах плюма, в его промежуточной зоне (см. рис. 3а, 3б). Таким образом, реологическая гравитационная модель (см. рис. 3) оказывается ближе к представлениям Г. Шелнута [Shelnutt, 2014].

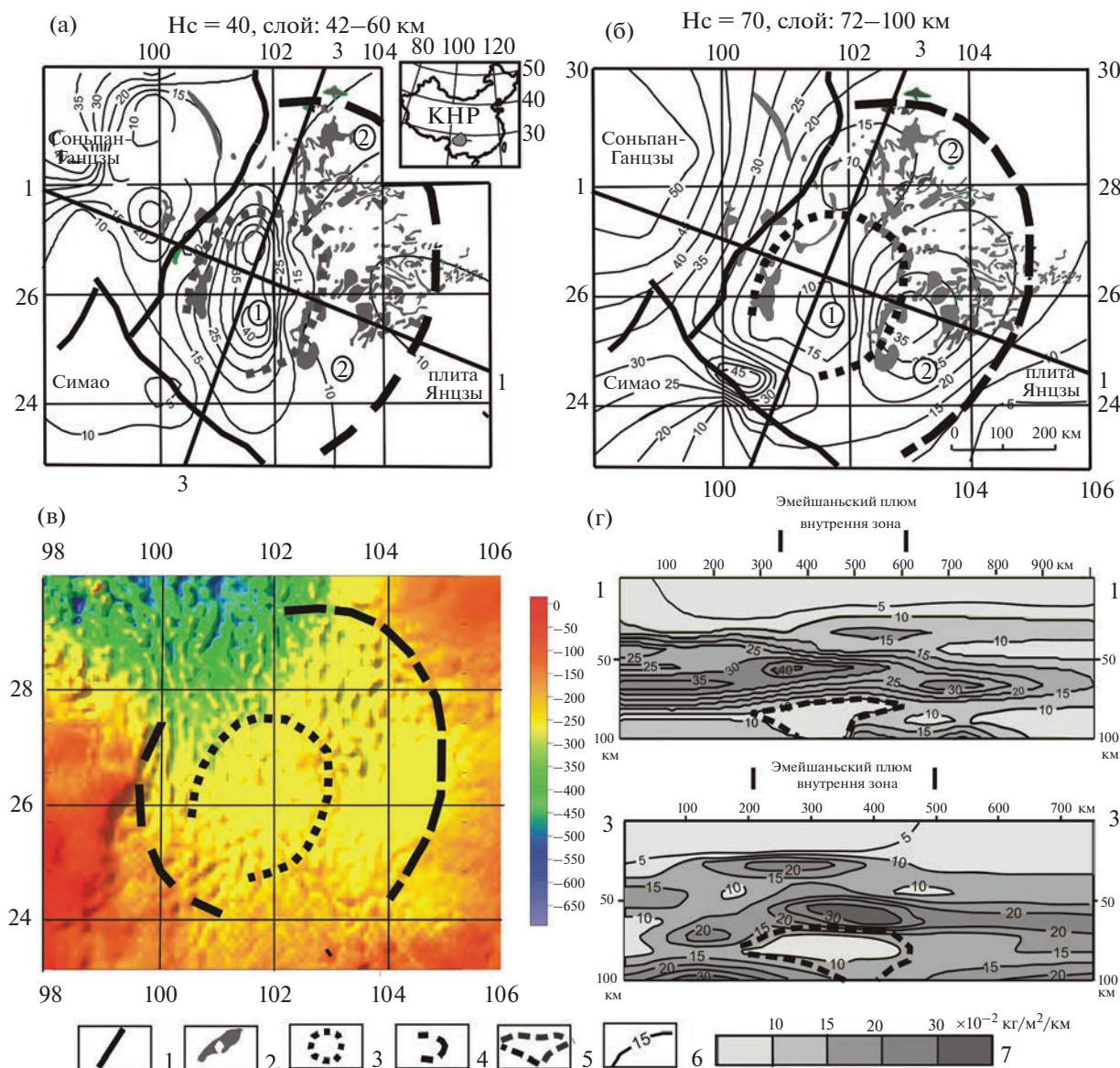


Рис. 3. Гравитационные аномалии Буге, мГл (в) и плотностная контрастность (а, б, г) в голове Эмейшаньского плюма. 1 – разломы; 2 – эмейшаньские базальты; 3, 4 – границы внутренней (3) и промежуточной (4) зон плюма [Saunders et al., 2007; Shelnutt, 2004]; 5 – астеносферная линза в голове Эмейшаньского плюма; 6 – изолинии плотностной контрастности (1 ед. = 10^{-2} кг/м³/км); 7 – шкала раскраски разрезов.

Обозначения зон (цифры в кружках): 1 – внутренняя, 2 – промежуточная. H_s – глубина среза μ_z -модели.

Во внутренней зоне плюма регистрируется еще одна – коровая – пластина повышенной жесткости ($\mu_z = 15$ –25 ед.) (разрез 1–1, см. рис. 3г). Коровый (интервал глубин 25–35 км) и нижний литосферный (50–80 км) жесткие слои разделены подкоровым слоем пониженной вязкости и это является фундаментальной закономерностью строения тектонотермы Восточной Азии [Петрищевский, 2008, 2013а, б]. Наименьшие значения плотностной контрастности (<10 ед.) в подкоровом слое приурочены к флангам внутренней зоны (см. рис. 3а, 3г), где обнажаются высокотитановые базальты [Xu et al., 2004].

Астеносферная линза во внутренней зоне, маркируемая минимумом плотностной контрастности (см. рис. 3г), имеет типичную для плюмов грибовидную форму, а в горизонтальном срезе на глубине 70 км (см. рис. 3б) астеносферное поднятие вытянуто в субмеридиональном направлении, что является признаком рифтогенного растяжения литосферы на границе плиты Янцзы с Тибетским плато (Соньпан-Ганцзы блоком).

Синтез известных и полученных данных о глубинном строении Эмейшаньского плюма приводит к следующим выводам.

1. Реологическая гравитационная модель поддерживает концепцию плюмового происхождения Эмейшаньских базальтов, которые пространственно связаны с размещением подкоровых и астеносферных магм, разделяемых жестким слоем в нижней литосфере.

2. Нижний литосферный слой мощностью 20–25 км выгнут к земной поверхности во внутренней зоне плюма.

3. Под подошвой литосферы астеносферная магма растекается в горизонтальном направлении и имеет характерную для плюмов грибовидную форму.

4. Распределение плотностной контрастности в нижней литосфере (см. рис. 3б) характеризуется признаками наложения рифтогенеза на плюм, либо — использования мантийными магмами доплюмового линейного растяжения литосферы при продвижении их к земной поверхности.

Индиги́ро-Колы́мский плюм. Первые предположения о существовании Индиги́ро-Колы́мского плюма в Северо-Восточном регионе России сделаны В.В. Стогний и Г.А. Стогний [Стогний, 2009; Стогний, Стогний, 2011], когда эти исследователи по гравиметрическим данным выделили Верхоянскую астенолинзу (мезозойский палеоплюм), в контурах которой расположена область концентрированной рудной минерализации. Однако до сих пор эта структура остается недостаточно параметризованной в геологическом пространстве, а образование рудной минерализации связывается здесь преимущественно с гранитоидами Главного Верхояно-Колымского пояса, глубинными разломами и очаговыми структурами разного ранга [Горячев, 1998; Хасанов, Шарафутдинов, 2011; Аристов, 2019], а так же с этапами тектонической эволюции региона: коллизионным, аккреционно-коллизионным и аккреционным [Сидоров, Волков, 2015; Прокопьев и др., 2018].

В результате тектонической интерпретации распределений плотностной контрастности в этом регионе выделены два типа аномалий: протяженные линейные зоны минимумов ($\mu_z < 15$ ед.) и квази-изометричные минимумы этого параметра, часто обрамляемые концентрически расположенными максимумами. Первые связываются с зонами растяжения, а вторые — с тектоно-магматическими структурами центрального типа (СЦТ).

Линейная зона минимумов СЗ простирается (рис. 4а, 4б) совпадает с Верхояно-Колымской (Тенькинской или Адыча-Тенькинской) зоной растяжения—сдвига на границе Северо-Американской и Евразийской плит [Шахтыров, 1997; Тектоника ..., 2001]. Ее положение в разных глубинных срезах (см. рис. 4а, 4б) свидетельствует о наклонном залегании этой зоны, что согласуется с геологическими признаками надвигания Колы-

мо-Омолонского супертеррейна на Северо-Азиатский кратон [Оксман, 1998; Геодинамика ..., 2006].

В линейной зоне растяжения располагаются две структуры центрального типа: Индиги́ро-Колымская и Нижне-Янская (см. рис. 4а–4в). Первая по своим размерам и ярко выраженной концентрической зональности μ_z -аномалий идентична рассмотренным выше плюмам (Йеллоустонскому, Мая-Селемджинскому и Эмейшаньскому) в коровых срезах. В нижнем слое земной коры (см. рис. 4а) она имеет размеры около 1000 км в диаметре, а на глубине 70 км сужается до размеров 350×380 км (см. рис. 4б). Индиги́ро-Колымская СЦТ хорошо проявлена на космических снимках (см. рис. 4в) и совпадает с максимумом теплового потока ($Q > 80$ мВт/м²) (см. рис. 4в). В нижнем литосферном срезе ($H_c = 70$ км) к Индиги́ро-Колымской СЦТ примыкает зона растяжения северо-восточного простираения (см. рис. 4б) и, таким образом, можно предполагать приуроченность этой структуры к пересечению двух зон растяжения.

В коровых разрезах μ_z -модели (см. рис. 4г) нижний жесткий слой земной коры выгнут к поверхности, а под ним располагается куполообразный слой пониженной вязкости. В разрезе до глубины 100 км (см. рис. 4д) распределение плотностной контрастности в голове Индиги́ро-Колымской СЦТ типично для плюмов, в частности — Эмейшаньского (см. рис. 3в) и Йеллоустонского (см. рис. 1г). В Индиги́ро-Колымском плюме астеносфера сливается с подкоровым вязким слоем и растекается в стороны от центрального ствола под земной корой и нижним слоем литосферы. По магнито-теллурическим данным [Вашилов и др., 2003] астеносфера в центре плюма приближается до глубины 50–55 км, что согласуется с нашими оценками (см. рис. 4г).

Еще одна СЦТ меньших размеров — Нижне-Янская — располагается на северо-западном отрезке Верхояно-Колымской зоны растяжения (см. рис. 4б, 4в). Так же как Индиги́ро-Колымская СЦТ, она располагается на фланге регионального максимума теплового потока. По существующим представлениям, Нижне-Янскую СЦТ можно отнести к горячим точкам, мигрирующим в зонах глубинных разломов от центральных частей плюмов. Похожая ситуация имеет место в районах влияния Йеллоустонского [Sounders, 2007; Denosagio, 2009] и Хангайского [Ярмолюк и др., 2007] плюмов.

Охотоморский плюм. Длительное время литосфера Охотского моря представлялась как затопленная окраина континента, либо океаническое базальтовое плато, но после выявления изометричных аномалий теплового потока [Структура ..., 1995] и концентрической зональности аномалий плотностной контрастности [Петрищевский, Злобин, 2004] все больше исследователей [Емельянова,

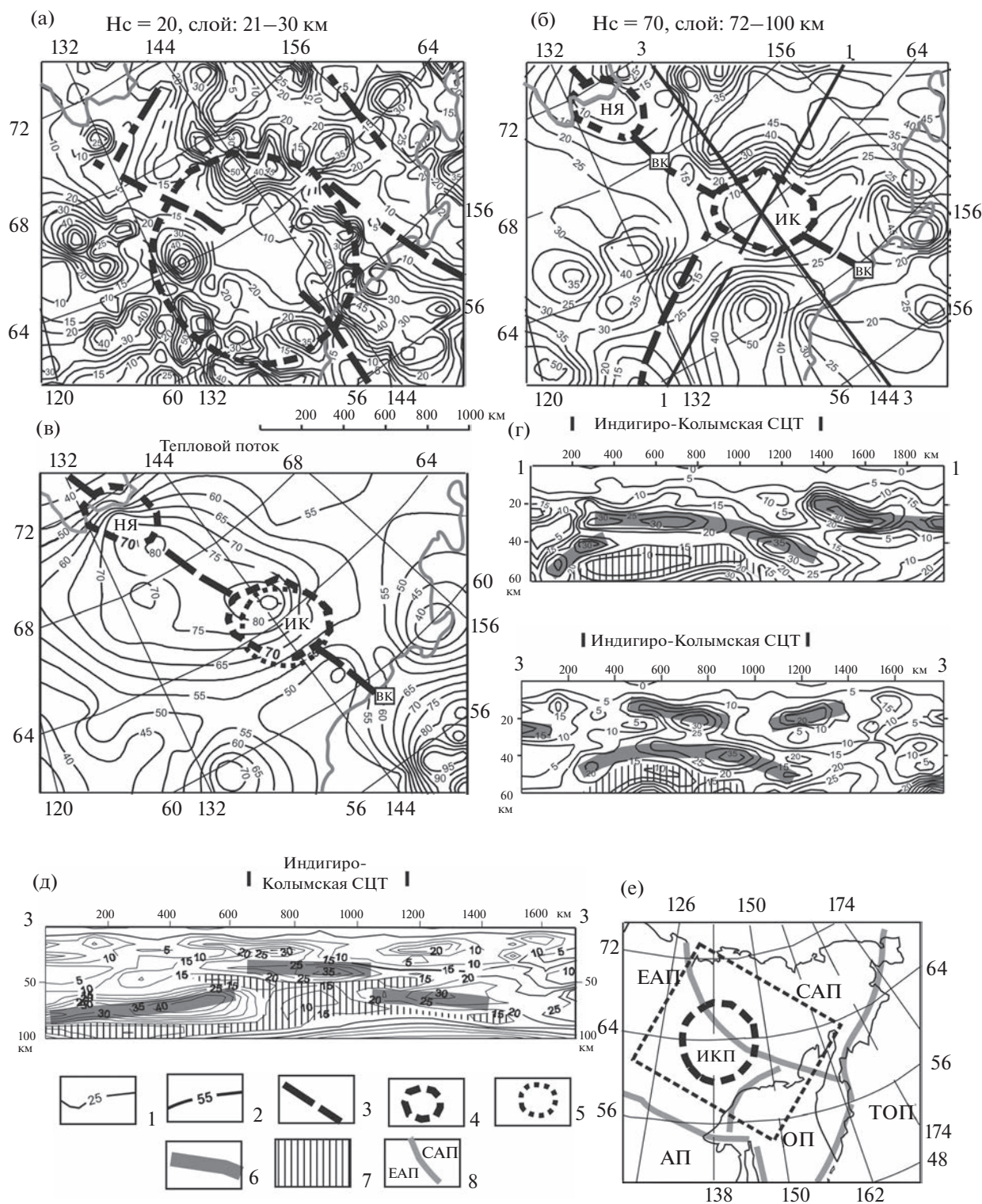


Рис. 4. Плотностная контрастность (а, б, г, д) и тепловой поток (в) в голове Индигиро-Колымского плюма. 1, 2 – изолинии плотностной контрастности, 10^{-2} кг/м²/км (1) и теплового потока, мВт/м²* (2); 3 – оси зон растяжения–сдвига; 4 – контуры астеносферных линз; 5 – структура центрального типа на космическом снимке [Космогеологическая карта ..., 2017]; 6 – жесткие пластины в разрезах μ_z -модели; 7 – зоны пониженной вязкости в разрезах; 8 – границы литосферных плит на схеме “е”: ЕАП – Евразийская, САП – Северо-Американская, ТОП – Тихоокеанская, ОП – Охотоморская, АП – Амурская. H_c – глубина среза μ_z -модели; * – осреднение в радиусе 50 км, по данным [Горнов, 2015].

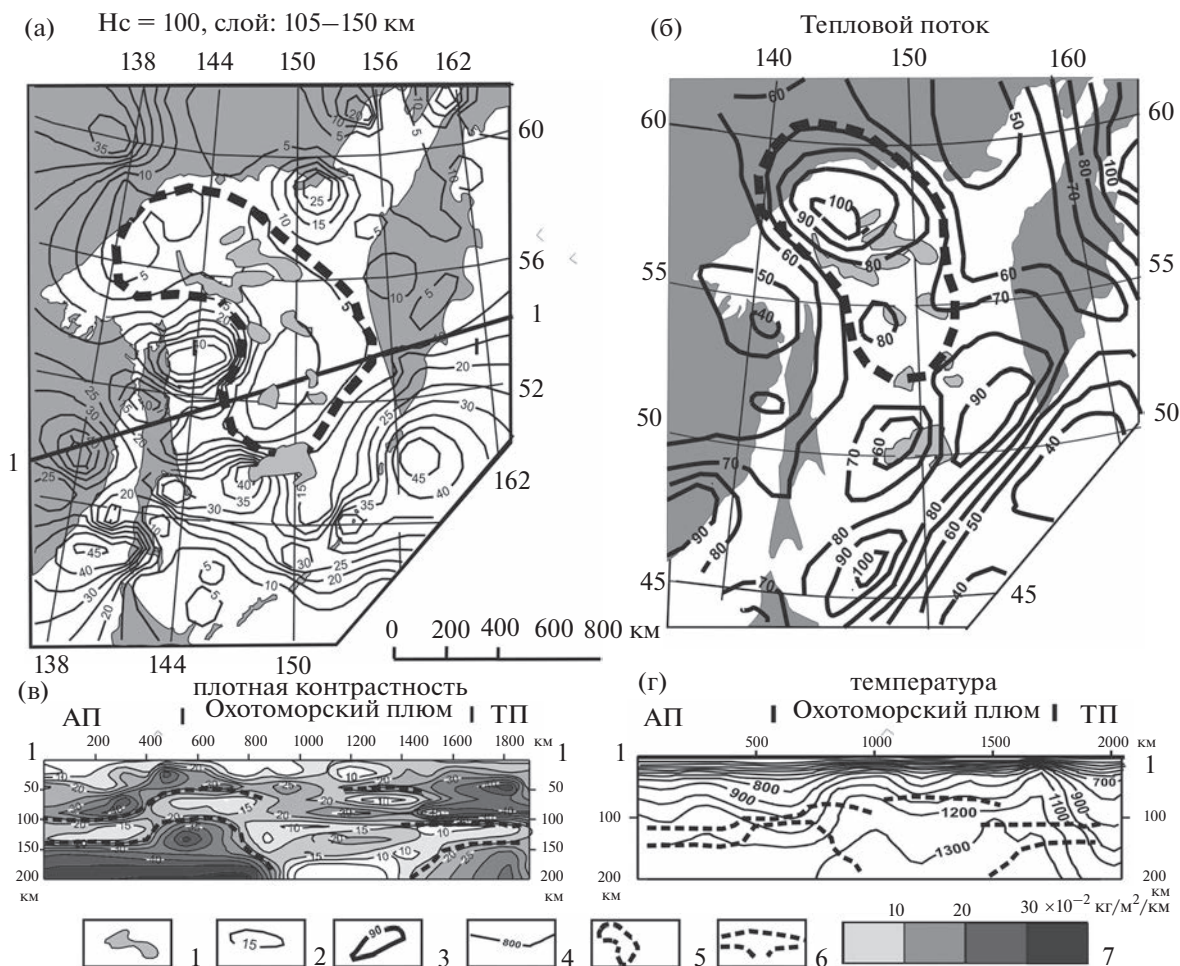


Рис. 5. Распределение плотностной контрастности (а, в), теплового потока (б) и температуры (г) в земной коре и верхней мантии Охотского моря. 1 – подводные возвышенности; 2–4 – изолинии плотностной контрастности 10^{-2} кг/м²/км (2), теплового потока (3), мВт/м² и температуры, С° (4); 5–7 – контуры головы Охотоморского плюма в плане (5) и разрезах (6), 7 – шкала раскраски разреза 3D-модели μ_z -параметра. Обозначения плит над разрезами: АП – Амурская, ТП – Тихоокеанская. Нс – глубина среза 3D-модели плотностной контрастности.

Леликов, 2010; Izosov et al., 2020] склоняется к предположению о существовании здесь структуры центрального типа (диапира, центра вращения) плюмовой природы. Такое предположение поддерживается широким развитием адакитов, драгируемых с подводных возвышенностей [Емельянова и др., 2020]. Проявления адакитового позднемел-эоценового вулканизма в Охотском море предполагают подъем и проникновение в земную кору океанической астеносферы, хотя прямые признаки плюмового происхождения вулканистов, в отличие от вулканистов Японского моря, здесь отсутствуют, а отношения Nb/Y–Zr/Y в андезитах более похожи на островодужные [Izosov et al., 2020].

Тем не менее, распределения плотностной контрастности поддерживают концепцию плю-

мового происхождения адакитов. В этих распределениях отчетливо проявлена структура центрального типа, которая имеет северо-западное ответвление (рис. 5а). По-видимому, астеносфера в голове Охотоморского плюма была выдавлена субдуцирующим слэбом Тихоокеанской плиты при столкновении с Евразийской плитой и приобрела форму грибовидной линзы (см. рис. 5в).

Диаметр астеносферной линзы в срезе на глубине 120 км составляет 900–1000 км, а в подкоровом срезе на глубине 30 км она сужается до 700 км и характеризуется концентрически зональными распределениями μ_z -параметра и температуры [Izosov et al., 2020]. В центре плюма регистрируется минимум плотностной контрастности (см. рис. 5а), который обрамляется цепочкой макси-

мумов, что объясняется выпуклой формой астеносферной линзы в голове плюма (см. рис. 5г).

В подлитосферном срезе 3D-модели плотностной контрастности (см. рис. 5а) и распределениях теплового потока (см. рис. 5б) проявлено северо-западное ответвление астеносферной линзы, согласное с ориентировкой Верхояно-Колымской зоны растяжения—сдвига (см. рис. 4), что дает основание предположить приуроченность Охотоморского плюма к пересечению двух шовных зон: северо-восточной и северо-западной.

В зоне реологического разуплотнения (см. рис. 5а) и соответствующей зоне высокого теплового потока (см. рис. 5б) располагаются подводные возвышенности, что объясняется выгибанием земной коры под влиянием астеносферного апвеллинга, но противоречит широко распространенным ранее представлениям о затопленной окраине континента на месте Охотского моря.

В вероятностно-детерминированной гравитационной модели, отображающей реологическое состояние тектоносферы Охотоморского региона до глубины 200 км, отчетливо проявлены три характерные особенности.

1. Грибовидная форма астеносферной линзы в голове плюма.

2. Горизонтальное СЗ-ответвление вязкой астеносферы — вероятного источника андезитовых и базальтовых магм под подошвой охотоморской земной коры и тихоокеанской литосферы.

3. Расщепление тихоокеанской литосферы на границе с Охотоморской плитой.

Катазиатский плюм. На юго-восточной окраине Азии главным процессом в позднемезозойской истории считается субдукция Тихоокеанской плиты под окраину континента, с которой связываются вулканические [Wang et al., 2011; Wang, Shu, 2012; Deng et al., 2016; Cai et al., 2019; Duan et al., 2020] и гранитоидные [Li et al., 2011, 2018] процессы, астеносферный апвеллинг [Wang et al., 2010; Yu et al., 2017; Li et al., 2018; Cai et al., 2019], перемешивание астеносферных расплавов с магмами субдуцирующей океанической литосферы (crust–mantle interactions) [Wang et al., 2003; Deng et al., 2016; Jia et al., 2020] и рудная минерализация [Deng et al., 2016; Liu et al., 2020]. По мнению большинства исследователей, постсубдукционные мезозойские и кайнозойские рифтогенные процессы на территории Юго-Восточного Китая (Катазиатский блок и прилегающие фланги плиты Янцзы) протекали длительное время (в интервале 175–80 млн лет).

Признаки плюмового магматизма установлены здесь только в Южно-Китайском море [Yu et al., 2017; Zhang, Li, 2018; Zheng et al., 2019], а связь адакитовых вулканических ассоциаций с нижней мантией на юго-восточной окраине Азии отрицается [Deng et al., 2016], хотя присутствие в адаки-

тах мантийных компонентов и повышенные значения отношений изотопов стронция и неодима [Wang et al., 2003; Федоров, 2006; Deng et al., 2016] позволяют это предполагать. Адакиты, являющиеся индикаторами рифтогенеза и плюмогенеза, указывают на разрыв субдукционных пластин и апвеллинг астеносферной мантии [Cai et al., 2019].

Структура центрального типа (СЦТ) вероятной плюмовой природы в низовье р. Янцзы проявлена в двух горизонтальных (рис. 6а, 6б) и вертикальных (см. рис. 6г) сечениях 3D-модели плотностной контрастности и поддерживается магнитотеллурической моделью [Zhang et al., 2020], в которой картируются две пластины (слэба), наклоненные в стороны от центра. Распределение плотностной контрастности в интервале глубин 70–110 км (см. рис. 6а) характеризуется типичной для плюмов концентрической зональностью, а на глубине 25 км такой же зональностью характеризуется распределение поперечных сейсмических волн [Zhou et al., 2012], объясняемое куполообразной формой головы плюма, в центре которого астеносфера приближается до глубины 70 км. Разрезы 3D μ_z -модели в голове Катазиатского плюма (см. рис. 6г) совпадают с разрезами скоростной модели [Zhou et al., 2012].

Антиклинальной форме Катазиатской СЦТ соответствуют выходы неопротерозойских метаморфических комплексов, обнажающихся в ее центре (террейн Вуйшань), в окружении палеозойского чехла и мезозойских гранитов [Yu et al., 2009; Wang, 2010]. Здесь же располагаются Ni, Cu, Mo и Ta-Nb месторождения [Mao et al., 2012; Liu et al., 2020], характерные для центральных зон плюмов [Борисенко и др., 2006; Dobretsov et al., 2010; Петрищевский, Юшманов, 2014; Shellnutt, 2014]. Юго-восточный фланг СЦТ деструктурирован трансформным сдвигом (см. рис. 6а, 6в, 6г), разделяющим континентальную и окраинноморскую литосферу. Северо-восточный фланг СЦТ тоже срезан сдвигом на южной границе Северо-Китайского кратона (см. рис. 6б), признаком которого является смещение осей двух крупнейших на Юго-Востоке Китая рифтогенных структур Танлу и Ченжоу-Линву (см. рис. 6в).

Можно сказать, что пространственное положение Катазиатской СЦТ приурочено к пересечению трех шовных зон: Кунлинь-Даби, Танлу и Ченжоу-Линву (см. рис. 6) сопровождаемых разломами растяжения—сдвига. Такая же закономерность характерна и для других рассматриваемых СЦТ плюмовой природы: Йеллоустонской, Мая-Селемджинской, Индигиро-Колымской и Охотоморской.

Сейсмотомографические модели тектоносферы Юго-Восточного Китая [Li, 2010; Zhu et al., 2006; Zhou et al., 2012] предполагают продолже-

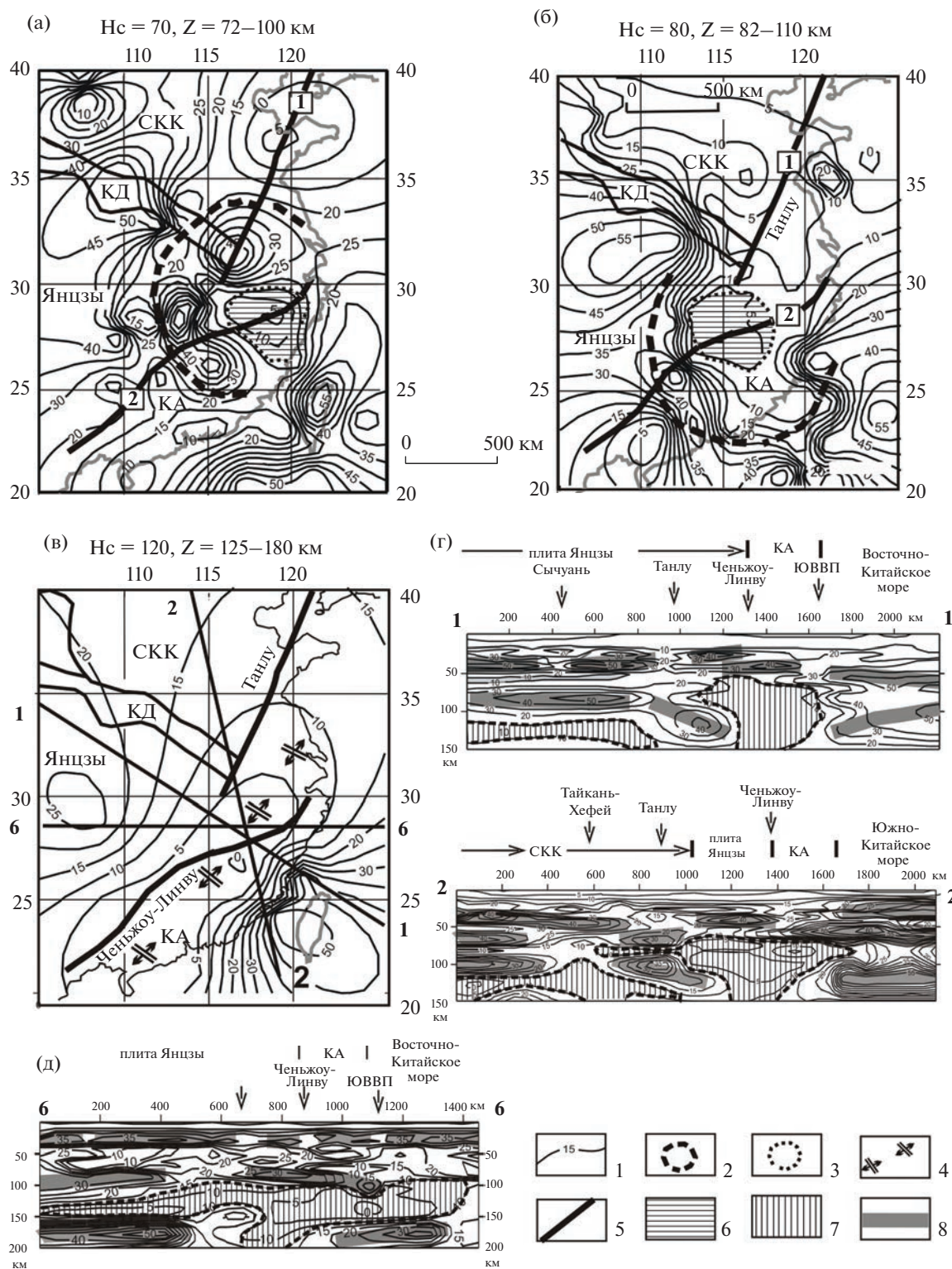


Рис. 6. Плотностная контрастность подастеносферной мантии в Юго-Восточном Китае.

1 — изолинии плотностной контрастности; 2, 3 — контуры структуры центрального типа в плане (2) и разрезах (3); 4 — зона растяжения Ченьжоу—Линву; 5 — границы тектонических структур; 6, 7 — астеносфера в голове Катазиатского плюма в плане (6) и разрезах (7); 8 — жесткие (более вязкие) пластины в разрезах.

Цифры в квадратах: обозначения крупнейших зон растяжения—сдвига: 1 — Танлу, 2 — Ченьжоу—Линву. Обозначения структур: СКК — Северо-Китайский кратон, КД — складчатый пояс Кунлинь-Даби, КА — Катазиатский блок. H_c — глубина среза 3D-модели плотностной контрастности.

ние стволовой зоны Катазиатской СЦТ в глубокие слои мантии до глубины 350 км и более. Верхняя мантия Катазиатского блока разуплотнена, что соответствует резкому понижению скорости поперечных сейсмических волн до 4.3 км с^{-1} в интервале глубин 70–130 км [Zhou et al., 2012] и приближению астеносферы до глубины 60–70 км [Zhu et al., 2006; Li, 2010]. В гравитационных реологических моделях мощность литосферы под Катазиатским блоком сокращена до 50 км (разрезы 1–1 и 5–5, см. рис. 6г).

Так же как Индигиро-Колымский и Йеллоустонский, Катазиатский плюм расположен в широкой зоне растяжения-сдвига, выраженной линейными минимумами плотностной контрастности в срезах на глубинах от 30 до 120 км. Эта зона коррелируется с разломом Ченжоу-Линву на границе Катазиатского блока с плитой Янцзы [Wang, 2010] и находит подтверждение в приповерхностном слое земной коры, где присутствуют признаки растяжения [Ren et al., 2002] и вязкого сдвига [Faure et al., 2016]. Зона растяжения сопровождается локальными аномалиями теплового потока интенсивностью более 70 Вт/м^2 [Tao, Shen, 2008; Лысак, 2009] — обычным атрибутом рифтов [Петрищевский, 2019].

Подлитосферный минимум плотностной контрастности на юго-восточной окраине континента (см. рис. 6в) смещен на северо-запад относительно литосферного (см. рис. 6а), что соответствует субдукции окраинной литосферы под окраину континента. В верхнем слое земной коры субдукция сопровождается надвиганием Катазиатского блока на плиту Янцзы с амплитудой порядка 400 км [Wang et al., 2003].

Мощность земной коры под Катазиатским блоком сокращена до 25–30 км [Li, 2010; Jou et al., 2012], а литосферы — до 50–60 км [Li, 2010], что согласуется с нашей моделью (см. рис. 6г).

На юго-западном фланге зоны растяжения Ченжоу-Линву под островом Хайнань располагается СЦТ меньших размеров, которую некоторые исследователи [Yu et al., 2018; Zhang, Li, 2018] идентифицируют как плюм, хотя правильнее было бы классифицировать ее как горячую точку, или сателлит Катазиатского плюма. Так же как Катазиатский плюм, она сопровождается понижением скорости поперечных сейсмических волн в интервале глубин 140–470 км [Lebedev, 2003; Jou et al., 2012], сокращением мощности земной коры до 28 км [Li, 2010] и повышенным тепловым потоком [Tao, Shen, 2008]. Характерной чертой обеих структур является присутствие адакитов [Cai et al., 2019; Wang et al., 2010b] — вулканитов мантийного происхождения.

Можно предположить, что образование Хайнаньской горячей точки связано с миграцией астеносферной магмы вдоль зоны растяжения

Ченжоу-Линву. Такие же взаимоотношения СЦТ разного ранга в линейных зонах растяжения наблюдаются в районах Йеллоустонского [Denosagio et al., 2009], Индигиро-Колымского (см. рис. 4б, 4в), Охотоморского (см. рис. 5а) и Хангайского [Ярмолюк и др., 2007] плюмов.

ВЫВОДЫ

В результате интерпретации и статистической обработки гравитационных аномалий в классе обратных задач с единственным решением выполнена независимая от предшествующих данных оценка реологических и геометрических параметров шести типичных структур центрального типа плюмовой природы в нижнем слое земной коры, литосферной мантии и астеносфере. Основные результаты исследования формулируются в следующих выводах:

1. Астеносферные части плюмов имеют грибовидную форму и астеносферные магмы растекаются под подошвой литосферы (Йеллоустонский, Эмейшаньский, Индигиро-Колымский, Охотоморский), реже — под подошвой земной коры (Мая-Селемджинский, Индигиро-Колымский). На расстоянии 250–300 км от центрального ствола головы плюмов сужаются до диаметра 200–300 км на глубине 100–120 км. В головах большинства плюмов астеносферные магмы сливаются с подкоревым вязким слоем и приближаются к поверхности Земли до 40–50 км. Отличительными чертами плюмов являются концентрически зональные аномалии плотностной контрастности и разуплотнение стволовых зон плюмов в сочетании с высоким тепловым потоком.

2. В большинстве случаев плюмы (Йеллоустонский, Эмейшаньский, Колымо-Индигирский, Катазиатский, Охотоморский) сопровождаются линейными структурами растяжения. В голове Мая-Селемджинского плюма рифтогенные структуры не проявлены, однако его пространственное расположение приурочено к пересечению зоны растяжения-сдвига Танлу с Монголо-Охотской (Тукурингринской) системой разломов [Геодинамика ..., 2006; Губанова, Петрищевский, 2011].

3. Структурное положение большинства рассмотренных плюмов контролируется границами литосферных плит и крупных сегментов 2-го порядка. Йеллоустонский плюм располагается вблизи границы Северо-Американской и Наска (или Хуан де Фука [Lillie, 2005]) плит, Эмейшанский — на границе плиты Янцзы с Тибетским сегментом (блоком Сяньпан-Ганцзы), Охотоморский — в пограничной (переходной) зоне между Евразийской и Тихоокеанской плитами, Индигиро-Колымский — на границе Евразийской и Северо-Американской плит, Катазиатский — на границе Катазиатского

блока с плитой Янцзы. Очевидно, что проникновение плюмов в верхние оболочки тектоносферы каким-то образом связано с коллизиями литосферных сегментов, в том числе — с субдукцией.

4. Гравитационные реологические модели позволяют предполагать, что образование астеносферных линз грибовидной формы обусловлено выдавливанием астеносферных магм в зоны расщепления коровых и нижних литосферных пластин при столкновении литосферных сегментов (см. рис. 1в, 1г, 2д, 3г, 5в, 6г).

5. Характерной чертой большинства рассмотренных плюмов (Йелоустонского, Индигиро-Колымского, Охотоморского, Катазиатского) являются признаки миграции астеносферных магм и горячих точек в доплюмовых зонах растяжения литосферы. Постплюмовые рифтогенные процессы, сдвиги и надвиги, разрушают (разрывают или сжимают) структуры центрального типа плюмовой природы.

6. Одинаковая геометрия и реология плюмов, сформировавшихся в разное время (триас—неоген) в далеко удаленных друг от друга регионах (Северо-Восток России, Приамурье, Северо-Запад США, Южный Китай, Охотское море) свидетельствуют об универсальности тектонических обстановок, способствующих проникновению мантийных струй в верхние тектонические оболочки Земли. Главнейшими из них являются зоны растяжения литосферы и в особенности — участки пересечения разнонаправленных разрывов литосферы.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в соответствии с темой научных исследований, утвержденной государственным заданием Министерства науки и высшего образования: “Изучение геологического строения и моделирование глубинных структур земной коры и верхней мантии Восточной Азии и оценка современного состояния и динамики геосистем (2021–2023)” (№ гос. регистрации 0234-2021-0006).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аристов В.В. Закономерности размещения золоторудных объектов Яно-Колымской провинции // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 8. С. 1108–1125.
- Балк П.И., Долгаль А.С., Мичурин А.В. Смешанный вероятностно-детерминистский подход к интерпретации данных гравиразведки, магниторазведки и электроразведки // Докл. РАН. 2011. Т. 438. № 4. С. 532–537.
- Борисенко А.С., Сотников В.И., Изох Ф.Э. и др. Пермотриасовое оруденение Азии и его связь с проявлением плюмового магматизма // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 166–182.
- Вашилов Ю.Я., Гайдай Н.К., Максимов А.Е. и др. Полиастеносфера Северо-Востока России — методы изучения, структура, кинематика, динамика // Астеносфера и литосфера Северо-Востока России (структура, геокинематика, эволюция). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. С. 135–142.
- Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
- Гордиенко И.В. Связь субдукционного и плюмового магматизма на активных границах литосферных плит в зоне взаимодействия Сибирского континента и Палеоазиатского океана в неопротерозое и палеозое // Geodynamics & Tectonophysics. 2019. Т. 10. № 2. Р. 405–457.
- Горнов П.Ю. Сейсмичность, границы и тепловое поле литосферных плит Северо-Востока Евразии // Геодинамические процессы и природные катастрофы. Опыт Нефтегорска. Южно-Сахалинск, 2015. С. 55–59.
- Горячев Н.А. Геология мезозойских золото-кварцевых жильных поясов Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 210 с.
- 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.
- Губанова М.А., Петрищевский А.М. Связь сейсмичности с глубинным геологическим строением Приамурья и Манчжурии // Региональные проблемы. 2011. Т. 14. № 2. С. 51–56.
- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск: Наука, филиал Гео, 2001. 407 с.
- Добрецов Н.Л. Геологические следствия термохимической модели плюмов // Геология и геофизика. 2008. 49. № 7. С. 587–604.
- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г. Диаметр и время формирования головы плюма на подошве “тугоплавкого” слоя в литосфере // Докл. РАН. 2006. Т. 406. № 1. С. 99–103.
- Емельянова Т.А., Леликов Е.П. Миоцен-плейстоценовый вулканизм глубоководных котловин Японского и Охотского морей // Тихоокеанская геология. 2010. Т. 29. № 2. С. 58–69.
- Емельянова Т.А., Петрищевский А.М., Изосов Л.А. и др. Позднемезозойско-кайнозойские этапы вулканизма и геодинамика Японского и Охотского морей // Петрология. 2020. Т. 28. № 5. С. 468–481.
- Зидаров Д. О решении некоторых обратных задач потенциальных полей и его применении к вопросам геофизики. София: Изд-во Болгарской академии наук, 1986. 143 с.
- Иванов В.К. О разрешимости обратной задачи потенциала в конечном виде // Докл. АН СССР. 1956. Т. 106. № 4. С. 598–600.
- Карта теплового потока зоны Байкало-Амурской магистрали. Масштаб 1 : 5000000 / Составители У.И. Моисеенко, А.А. Смыслов // Атлас карт геологического содержания зоны БАМ. Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1988.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Богатиков О.А. Закономерности пространственного распределения “горячих точек” в мантии современной Земли // Докл. РАН. 2009. Т. 427. № 5. С. 654–658.

- Космогеологическая карта России. Электронный геолого-картографический ресурс. СПб.: ВСЕГЕИ, 2017. <http://www.vsegei.ru/info/atlas/cosmo>.
- Литвиновский Б.А., Артюшков Е.В., Занвилевич А.Н. О природе магматизма Монголо-Забайкальского пояса // Геология и геофизика. 1989. № 2. С. 32–40.
- Лысак С.В. Термальная эволюция, геодинамика и современная геотермальная активность литосферы Китая // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 9. С. 1058–1071.
- Оксман В.С. Геодинамическая эволюция коллизионного пояса горной системы Черского (северо-восток Азии) // Геотектоника. 1998. № 1. С. 56–69.
- Оролмаа Д., Эрдэнэсайхан Г., Борисенко А.С. и др. Пермотриасовые гранитоиды и металлогения Хангая (Центральная Монголия) // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 7. С. 706–719.
- Петрищевский А.М. Вязкий слой на границе кора–мантия на Дальнем Востоке // Геотектоника. 2008. № 5. С. 37–48.
- Петрищевский А.М. Три образа мышления и три подхода к интерпретации гравитационных аномалий // Региональные проблемы. 2014. Т. 17. № 2. С. 5–17.
- Петрищевский А.М. Гравитационный метод оценки реологических свойств земной коры и верхней мантии (в конвергентных и плюмовых структурах Северо-Восточной Азии). М.: Наука, 2013а. 192 с.
- Петрищевский А.М. Гравитационные модели двухъярусной коллизии литосферных плит на Северо-Востоке Азии // Геотектоника. 2013б. № 6. С. 60–83.
- Петрищевский А.М. Три образа мышления и три подхода к интерпретации гравитационных аномалий // Региональные проблемы. 2014. Т. 17. № 2. С. 5–17.
- Петрищевский А.М. Общие черты глубинного строения тектоносферы западно-тихоокеанских окраин (Северо-Восточная Азия и Австралия) // Геотектоника. 2016. № 6. С. 87–104.
- Петрищевский А.М. Рифтогенные структуры и нефтегазоносность в реологических гравитационных моделях земной коры // Геофизика. 2019. № 4. С. 42–51.
- Петрищевский А.М. Одно практическое следствие теорем единственности и эквивалентности обратных задач гравитационного потенциала // Геофизика. 2020. № 4. С. 98–111.
- Петрищевский А.М. Земная кора и верхняя мантия Восточно-Китайского моря (сеймотомографическая и гравитационная модели) // Тихоокеанская геология. 2022. Т. 41. № 5. С. 43–54.
- Петрищевский А.М., Злобин Т.К. Плотностная неоднородность тектоносферы Охотоморского региона // Ученые записки Сахалинского государственного университета // Сборник научных статей. Вып. 4. Южно-Сахалинск: Изд-во СахГУ, 2004. С. 10–20.
- Петрищевский А.М., Исаев В.И. Вероятностно-детерминистские методы интерпретации гравитационных аномалий / Учебное пособие. Томск: Изд-во Томского политех. ун-та, 2017. 99 с.
- Петрищевский А.М., Юшманов Ю.П. Реология и металлогения Мая-Селемджинского плюма // Докл. РАН. 2011. Т. 440. № 2. С. 207–212.
- Петрищевский А.М., Юшманов Ю.П. Геофизические, магматические и металлогенические признаки мантийного плюма в верховьях рек Алдан и Амур // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 4. С. 568–593.
- Петрищевский А.М., Юшманов Ю.П. Плотностная контрастность, глубинное строение, реология и металлогения земной коры и верхней мантии Верхояно-Колымского региона // Литосфера. 2021. Т. 21. № 4. С. 491–516.
- Потапов С.В. Авиасейсмические исследования земной коры. М.: Наука, 1977. 169 с.
- Прокопьев А.В., Борисенко А.С., Гамянин Г.Н. и др. Возрастные рубежи и геодинамические обстановки формирования месторождений и магматических образований Верхояно-Колымской складчатой области // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 10. С. 1542–1563.
- Пучков В.Н. “Великая дискуссия” о плюмах: так кто же все-таки прав? // Геотектоника. 2009. № 1. С. 3–22.
- Сидоров А.А., Волков А.В. Металлогения окраинноморской литосферы (Северо-Восток России) // Литосфера. 2015. № 1. С. 24–34.
- Стогний Г.А. Глубинное строение и рудоконтролирующие структуры Алдано-Становой и Верхояно-Черской золотоносных провинций / Автореф. дис. ... доктора геол.-мин. наук. М.: ЦНИГРИ, 2011. 40 с.
- Стогний Г.А., Стогний В.В. Региональные неоднородности литосферы Северо-Азиатского кратона // Геофизика. 2009. № 6. С. 59–65.
- Структура и динамика литосферы и астеносферы Охотоморского региона // Результаты исследований по международным геофизическим проектам. М.: МГК, 1996. 337 с.
- Тектоника и геодинамика и металлогения территории республики Саха (Якутия). М.: МАИК “Наука/Интерпериодика”, 2001. 571 с.
- Тектоносфера Тихоокеанской окраины Азии. Владивосток: ДВО РАН, 1992. 238 с.
- Федоров П.И. Кайнозойский вулканизм зон растяжения на Восточной окраине Азии. М.: ГЕОС, 2006. 316 с.
- Хасанов И.М., Шарафутдинов В.М. Глубинная структура Юго-Востока Яно-Колымской складчатой системы по геофизическим данным и характерные особенности строения золоторудных узлов // Ученые записки Казанского университета. 2011. Т. 153. Кн. 3. С. 230–246.
- Хоа Чан Хонг, Изох А.Е., Поляков Г.В. и др. Пермотриасовый магматизм и металлогения Северного Вьетнама в связи с Эмейшанским плюмом // Геология и геофизика. 2008. Т. 48. № 7. С. 637–651.
- Шахтыров В.Г. Тенькинский глубинный разлом: тектоническая позиция, инфраструктура, рудоносность // Геологическое строение, магматизм и полезные ископаемые Северо-Восточной Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 62–64.
- Ярмлюк В.В., Кудряшова В.А., Козловский А.М. Позднемеловой-раннекайнозойский вулканизм Южной Монголии — след Южно-Хангайской горячей точки мантии // Вулканология и сейсмология. 2007. № 1. С. 3–31.
- Burov E., Guillou-Frottier L., D’Acremont et al. Plume head-lithosphere interaction near intra-continental plate boundaries // Tectonophysics. 2007. V. 434. P. 15–38.

- Cai G., Wan Zh., Yao Y. et al. Mesozoic Northward Subduction Along the SE Asian Continental Margin Inferred from Magmatic Records in the South China Sea // *Minerals*. 2019. V. 9. № 598. P. 2–25. <https://doi.org/10.3390/min9100598>
- Campbell I. H. Testing the plume theory // *Chemical Geology*. 2007. V. 241. № 3. P. 153–176.
- Courtillot V., Davaille A., Besse J., Stock J. Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2003. V. 205. P. 295–308.
- Deng Y., Zhang Z., Moony W. et al. Mantle origin of the Emeishan Large Igneous Province (South China) from analysis of residual gravity anomalies // *Lithos*. 2014. V. 2042. P. 4–13.
- Deng J., Yanga X., Li S., Gua H. et al. Partial melting of subducted paleo-Pacific plate during the early Cretaceous: Constraint from adakitic rocks in the Shaxi porphyry Cu–Au deposit, Lower Yangtze River Belt // *Lithos*. 2016. V. 262. P. 651–667.
- DeNosaquo K.R., Robert B., Smith R.B. et al. Density and lithospheric strength models of the Yellowstone–Snake River Plain volcanic system from gravity and heatflow data // *J. Volcanology and Geothermal Research*. 2009. V. 188. P. 108–127.
- Dobretsov N.L., Borisenko A.S., Izokh A.E., Zhmodik S.M. A thermochemical model of Eurasian Permo-Triassic mantle plumes as a basis for prediction and exploration for Cu–Ni–PGE and rare-metal ore deposits // *Russian Geology and Geophysics*. 2010. V. 51. № 9. P. 903–924.
- Duan X., Zhang, M. H., Santosh H. et al. The transformation of the lithospheric mantle beneath South China Block (SCB): constraints from petrological and geochemical studies of Daoxian and Ningyuan basalts and their melt inclusions // *Int. Geol. Rew.* 2020. V. 62. № 4. P. 479–502.
- Ernst R.E., Buchan K.L. Maximum size and distribution in time and space of mantle plumes: evidence from large igneous provinces // *J. Geodynamics*. 2002. V. 34. № 2. P. 309–342.
- Evans G.C. Application of Poincare's sweeping-out process // *Mathematic*. 1933. V. 19. P. 457–461.
- Foulger G.R. The “plate” model for the genesis of melting anomalies // *Plates, Plumes, and Planetary Processes* / Eds G.R. Foulger, D.M. Jurdy // *Geological Society of America. Special paper* 430. 2007. P. 1–25.
- Fouch M.J. The Yellowstone Hotspot: Plume or Not? // *Geology*. 2012. V. 40(5). P. 479–480.
- Hassan R., Flament N., Gurnis M., Bower D.J., Muller D. Provenance of plumes in global convection models // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2015. V. 16. № 5. P. 1465–1489.
- He C., Santosh M. Mantle roots of the Emeishan plume: an evaluation based on teleseismic P-wave tomography // *Solid Earth*. 2017. V. 8. P. 1141–1151.
- Hill R.I. Mantle plumes and continental tectonics // *Lithos*. 1993. V. 30. № 4. P. 193–206.
- Griffiths R.W., Campbell I.H. Interaction of mantle plume heads with Earth's surface and onset small-scale convection // *Journal of Geophysical Research*. 1991. V. 96. P. 18275–18310.
- Izotov L.A., Petrishchevsky A.M., Emel'yanova T.A. et al. The Model of Formation of the Western Pacific Marginal Seas: Vortex Geodynamics, Seismicity, and Mantle Upwelling // *J. Volcanology and Seismology*. 2020. V. 14. № 1. P. 44–57.
- Jia L., Mao J., Liu P., Miao Yu M. Crust–mantle interaction during subduction zone processes: Insight from late Mesozoic I-type granites in eastern Guangdong, SE China // *J. Asian Earth Sciences*. 2020. V. 192. P. 1–18.
- Land Gravity Data. bgi.omp.obs-mip.fr/model:EGM08_CBA_global_2190_2.5m.
- Lebedev S. Upper mantle beneath Southeast Asia from S velocity tomography // *J. Geophysical Research*. 2003. *Solid Earth*. V. 108. № B1. P. 21–26. doi.org/10.1029/2000JB000073
- Leitch A.M., Davies G.F., Wells M. A plume head melting under a rifting margin // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1998. V. 161. № 1. P. 161–177.
- Li T. The principal characteristics of the lithosphere of China // *Geoscience Frontiers*. 2010. V. 1. P. 45–56.
- Li Y., Zhang H., Ling M-X. et al. Geochemical and zircon U–Pb study of the Huangmeijian A-type granite: implications for geological evolution of the Lower Yangtze River belt // *International Geology Review*. 2011. V. 53. № 5–6. P. 499–525.
- Li H., Palinkas L.A., Watanabe K., Xi X.S. Petrogenesis of Jurassic A-type granites associated with Cu–Mo and W–Sn deposits in the central Nanling region, South China: relation to mantle upwelling and intra-continental extension // *Ore Geology Reviews*. 2018. V. 92. P. 449–462.
- Lillie R. J. *Parks and Plates: the Geology of our National Parks, Monuments and Seashores*. N.Y.: Norton and Company, 2005. 298 p. www.amazon.com/dp/0134905172
- Liu Z., Tiana X., Chena Y. et al. Unusually thickened crust beneath the Emeishan large igneous province // *Tectonophysics*. 2017. V. 721. P. 387–394.
- Liu H., Liao R., Li C., Sun W. Plate subduction, oxygen fugacity, and mineralization // *J. Oceanology and Limnology*. 2020. V. 38. P. 64–74. doi.org/10.1007/s00343-019-8339-y
- Loper D.E. Mantle plumes // *Tectonophysics*. 1991. V. 187. P. 373–384.
- Mao J., Cheng Y., Chen M., Franco Pirajno F. Major types and time–space distribution of Mesozoic ore deposits in South China and their geodynamic settings // *Mineralium Deposita*. 2013. V. 48(3). P. 267–294. <https://doi.org/10.1007/s00126-012-0446-z>
- Menzies M.A., Klemperer S.L., Ebinger C.J., Baker J. Characteristics of volcanic rifted margins // *Volcanic Rifted Margins*. Geological Society of America. Special Paper. 2002. V. 362. P. 1–14.
- Myashiro A. Hot regions and the origin of marginal basins in the western Pacific // *Tectonophysics*. 1986. V. 122. № 4. P. 195–216.
- Nikishin A.M., Ziegler P.A., Abbott D. et al. Permo-Triassic intraplate magmatism for mantle plume and mantle dynamics // *Tectonophysics*. 2002. V. 351. P. 3–39.

- Obrebski M., Richard M., Allen R.M. et al.* Lithosphere–asthenosphere interaction beneath the western United States from the joint inversion of body-wave traveltimes and surface-wave phase velocities // *Geophys. J. Int.* 2011. V. 185. P. 1003–1021.
- Peace L.A., Phethean J.J., Franke D. et al.* A review of Pangaea dispersal and Large Igneous Provinces – in search of a causative mechanism // *Earth Sci. Rev.* 2020. V. 206. P. 102902.
- 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 // *J. Volcanology and Geothermal Research*. 2009. V. 188. P. 1–25. DOI. 2009.07.00
<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores>
- Saunders A.D., Jones S.M., Morgan L.A. et al.* Regional uplift associated with continental large igneous provinces: the role of mantle plumes and the lithosphere // *Chemical Geology*. 2007. V. 241. P. 282–318.
- Shellnutt J.G.* The Emeishan large igneous province: A synthesis // *Geoscience Frontiers*. 2004. V. 5. P. 369–394.
- Strak V., Schellart W.P.* A subduction and mantle plume origin for Samoan volcanism // *Scientific Reports*. 2018. V. 8. P. 10424.
<https://doi.org/10.1038/s41598-018-28267-3>
- Svensen H.H., Jamveit B.* Metamorphic Fluids and Global Environmental Changes // *Elements-International Magazine of Mineralogy, Geochemistry, and Petrology*. 2010. V. 6. P. 179–182. <https://www.researchgate.net/publication/235975214>.
- Tao W., Shen Z.* Heat flow distribution in Chinese continent and its adjacent areas // *Natural Science*. 2008. V. 18. P. 843–849.
- Tester J., Reber T., Beckers K. et al.* Integrating Geothermal Energy Use into Re-building American Infrastructure // *Proceedings World Geothermal Congress*. Melbourne, Australia, 2015. P. 19–25.
- Torsvik T.H., Smethurst M.A., Burke I.K., Steinberger B.* Large igneous provinces generated from the margins of the large low-velocity provinces in the deep mantle // *Geophys. J. Int.* 2006. V. 167. P. 1447–1460.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03158.x>
- Thirlwall M.F., Upton B.G.J., Jenkins C.* Interaction between continental lithosphere and the Iceland plume-Sr-Nd-Pb isotope geochemistry of tertiary basalts, NE Greenland // *J. Petrology*. 1994. V. 35. № 3. P. 839–880.
- Ueda K., Gerya T., Sobolev S.V.* Subduction initiation by thermal–chemical plumes: numerical studies // *Physics of the Earth and Planet. Interiors*. 2008. V. 171. № 1–4. P. 296–312.
- Yu J.H., Wang L., O'Reilly S.Y.* A Paleoproterozoic orogeny recorded in a long-lived cratonic remnant (Wuyishan terrane), eastern Cathaysia Block, China // *Precambrian Research*. 2009. V. 174. № 3. P. 347–363.
- Yu M., Yan Y., Huang C.-Y., et al.* Opening of the South China Sea and upwelling of the Hainan Plume // *Geophysical Res. Lett.* 2017. P. 2600–2609.
- Wang Y., Fan W., Guo F. et al.* Geochemistry of Mesozoic Mafic Rocks Adjacent to the Chenzhou-Linwu fault, South China: Implications for the Lithospheric Boundary between the Yangtze and Cathaysia Blocks // *International Geology Review*. 2003. V. 45. P. 263–286.
- Wang D., Shu L.* Late Mesozoic basin and range tectonics and related magmatism in Southeast China // *Geoscience Frontiers*. 2012. V. 3. № 2. P. 109–124.
- Wang Y., Zhang F., Fan W. et al.* Tectonic setting of the South China Block in the early Paleozoic: Resolving intra-continental and ocean closure models from detrital zircon U-Pb geochronology // *Tectonic*. 2010. V. 29. TC6020. P. 1–16.
<https://doi.org/10.1029/2010TC002750>
- Wang F.Y., Ling M.X., Ding X. et al.* Mesozoic large magmatic events and mineralization in SE China: oblique subduction of the Pacific plate // *International Geology Review*. 2011. V. 53. № 5–6. P. 704–726.
- Watt J.T., Glen J.M.G., John D.A., A. Ponce D.A.* Three-dimensional geologic model of the northern Nevada rift and the Beowawe geothermal system, north-central Nevada // *Geosphere*. 2007. V. 3. № 6. P. 667–682.
<https://doi.org/10.1130/GES00100.1>
- Xu Y.G., He B., Chung S.L. et al.* Geologic, geochemical, and geophysical consequences of plume involvement in the Emeishan flood-basalt province // *Geology*. 2004. V. 32. № 10. P. 917–920.
- Zhang N., Li Z.X.* Formation of mantle “lone plumes” in the global downwelling zone – A multiscale modelling of subduction-controlled plume generation beneath the South China Sea // *Tectonophysics*. 2018. V. 723. P. 1–13.
- Zhang K., Lü Q., Zhao J., Yan J., Hu H., Luo F., Fu G., Xin T.* Magnetotelluric evidence for the multi-microcontinental composition of eastern South China and its tectonic evolution // *Scientific Reports*. 2020. V. 10. P. 13105.
<https://doi.org/10.1038/s41598-020-69777-3>
- Zeyen H., Volker F., Wehre V. et al.* Styles of continental rifting: crust-mantle detachment and mantle plumes // *Tectonophysics*. 1997. V. 278. № 3. P. 329–352.
- Zheng H., Zhong Li-F., Kapsiotis A. et al.* Post-spreading Basalts from the Nanyue Seamount: Implications for the Involvement of Crustal- and Plume-Type Components in the Genesis of the South China Sea Mantle // *Minerals*. 2019. V. 9. № 6. P. 3–20.
<https://doi.org/10.3390/min9060378>
- Zhou L., Xie J., Shen W. et al.* The structure of the crust and uppermost mantle beneath South China from ambient noise and earthquake tomography // *Geophys. J. Int.* 2012. V. 189. P. 1565–1583.
- Zhu J.S., Cai X.L., Cao J.M., Yan Z.Q.* Lithosphere structure and geodynamics in China and its adjacent areas // *Geology in China*. 2006. V. 33(4). P. 793–803.
- Zorin Yu.A., Turutanov E.K., Mordvinova V.V. et al.* The Baikal rift zone: the effect of mantle plumes on older structure // *Tectonophysics*. 2003. V. 371. P. 153–173.

Geometry and Rheology of Plumes: Common Features in the Probabilistic Gravity Models

A. M. Petrishchevsky*

Institute of Complex Analysis of Regional Problems, Sholom Aleikhema str., 4, Birobidzhan, 679016 Russia

**e-mail: petris2010@mail.ru*

By means of the gravity models reflecting a rheological states of geological environments 3D distribution of density contrast in the heads of six plumes (Yellowstone, Emeishan, Indigiro-Kolyma, Sea of Okhotsk, Indigiro-Kolyma, and Maya-Selemdzha) up to the depth of 200 km are studied and compared with all geological-geophysical data. According to the obtained data, astenospheric parts of plumes have mushroom-like shape, and astenospheric magmas spread under the lithosphere bottom and more rare — under the crust bottom. At the distance of 250–300 km from central trunks of plumes they are narrowed to diameter of 200–300 km at a depth of 100–120 km. In heads of the majority of plumes astenospheric magmas merge with the subcrustal viscous layer and approach the Earth's surface to 40–50 km. In the majority of the considered plumes their lithospheric and crustal fragments are curved towards the Earth's surface, In the upper crust layers upwards are sometimes complicated by local downwards (Yellowstone and May-Selemdzha plumes) that is explained by sagging of the dome roofs over the magmatic chambers into subcrustal viscous layer and in asthenosphere. Plumes are often accompanied by zones of the lithosphere stretching (rifts) therefore in the lower lithospheric and crustal sections of plumes linear zones of the lowered viscosity are mapped. The structural position of considered plumes is controlled by borders of lithospheric plates and large segments of the second rank. Identical geometry and rheology of plumes created at different times (Triassic–Neogene) in the regions which are far removed from each other (the North East Russia, North West of the USA, Southern China, Sea of Okhotsk) demonstrate universality of the tectonic situations promoting penetration of mantle streams into upper layers of the Earth. The main of them are the lithosphere stretching zones, in particular — sites of crossing of multidirectional fractures of a lithosphere and crust.

Keywords: Gravity models, rheology, plumes, crust, upper mantle, Eastern Asia, marginal seas, Yellowstone

К 85-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ ГЕННАДИЯ АЛЕКСАНДРОВИЧА КАРПОВА

DOI: 10.31857/S0203030623700189, EDN: WQDRGS



25 апреля 2023 г. исполнилось 85 лет доктору геолого-минералогических наук, заслуженному деятелю науки РФ, главному научному сотруднику Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН Геннадию Александровичу Карпову.

Г.А. Карпов родился на заставе у села Платоновка Гродековского района, вблизи озера Ханка в семье военнослужащего. После окончания средней школы в г. Саратове поступил на Геологический факультет Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова. Окончив университет в 1961 г., получил распределение на Камчатку.

С 1961 по 1964 гг. Г.А. Карпов работал на Паужетской контрольно-наблюдательной станции Лаборатории вулканологии АН СССР, участвовал в разведке Паужетского геотермального месторождения. На этом месторождении и на долгие последующие годы его научным руководителем стала известный вулканолог, первая заведующая лабораторией постмагматических процессов, доктор геолого-минералогических наук Софья Ива-

новна Набоко. Серия удачных скважинных минералогических экспериментов легла в основу его кандидатской диссертации, блестяще защищенной в 1970 г.

Многолетние плодотворные работы в кальдере Узон, связанные с изучением металлоносности гидротерм и концентрации рудных компонентов в осадках, вылились в его докторскую диссертацию.

Ни одно крупное вулканическое событие на Камчатке не осталось без внимания Г.А. Карпова: Толбачинское извержение 1975–1976 гг. и 2012–2013 гг.; катастрофическое подводное фреатомагматическое извержение в кальдере Академии Наук (Карымский вулканический центр); извержения вулканов Камбальный, Ключевской, Шивелуч и др. Находясь всегда в научном поиске, Геннадий Александрович остается верен Институту и Лаборатории постмагматических процессов, в которой он прошел путь от лаборанта до заведующего, приняв эстафету от С.И. Набоко. Даже заняв должность заместителя директора по научной работе, он продолжал возглавлять лабораторию.

В последние годы Г.А. Карпов сосредоточил свое внимание на изучении геохимии и металлоносности современных высокотемпературных вулканогенных гидротермальных систем. Им обнаружено повышенное содержание ряда рудных и редкоземельных элементов в некоторых типах терм современных гидротермальных систем Камчатки, что имеет большое значение для развития теории гидротермального рудогенеза.

Работая на извержении вулкана Толбачик в 2012–2013 гг., Г.А. Карпов с коллегами обнаружили субмикроскопические кристаллы алмазов в свежей пирокластике. Это открытие, несомненно, повлечет за собой разработку новых концептуальных представлений о генезисе алмазов.

Г.А. Карпов — автор и соавтор более 270 научных статей, 10 монографий, трех авторских свидетельств и трех дипломов об открытии новых минералов.

Геннадий Александрович ведет активную научно-организационную работу, является членом редколлегии журнала “Вулканология и сейсмология”, редактором журнала “Вопросы географии”.

Камчатки”, членом Совета Камчатского отделения Русского географического общества.

Г.А. Карпов имеет правительственные награды и грамоты и благодарности Российской Академии наук и руководства Камчатского края.

Коллектив Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Редакция журнала “Вулканология и сейсмология” поздравляют Геннадия

Александровича со славным юбилеем и желают ему превосходного здоровья и дальнейших творческих успехов.

*Сотрудники Института вулканологии
и сейсмологии ДВО РАН*

*Редакция журнала
“Вулканология и сейсмология”*