

УДК 551.2+552.11

ВУЛКАНИЗМ НАЧАЛЬНОЙ ФАЗЫ ЗАЛОЖЕНИЯ СЕВЕРНОГО СЕГМЕНТА СУБДУКЦИИ ТИХООКЕАНСКОЙ ПЛИТЫ (ПОЛУОСТРОВ КАМЧАТКА, ХРЕБЕТ КУМРОЧ)

© 2023 г. М. Л. Толстых^{а,*}, А. Д. Бабанский^б, М. Д. Смирнова^б, М. М. Певзнер^с, В. А. Лебедев^б, Ю. О. Ларионова^б, Ю. В. Кущева^с, А. В. Парфенов^б

^аИнститут геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, ул. Косыгина, 19, Москва, 119334 Россия

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

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

*e-mail: mashtol@mail.ru

Поступила в редакцию 28.07.2022 г.

После доработки 20.10.2022 г.

Принята к публикации 23.12.2022 г.

Изучены породы гор Байдара и Сёмкорок, которые расположены на северо-западном фланге хребта Кумроч. Породы представлены Amf-Rх андезибазальтами и андезитами, и характеризуются островодужным типом распределения микроэлементов. Некоторые минералогические и геохимические особенности состава изученных лав г. Байдара (низкие содержания K_2O , а также всего спектра РЗЭ, крупноионных элементов, тория и урана) и г. Сёмкорок (низкие содержания легких РЗЭ) принципиально отличают их от пород рядом расположенного позднеплейстоцен-голоценового вулканического массива Шивелуч. Изотопные К-Аг возраста лав: ~0.7 млн лет (Байдара) и ~1.3 млн лет (Сёмкорок) позволяют предполагать, что извержения могли быть связаны с начальной фазой заложения северного сегмента субдукции Тихоокеанской плиты.

Ключевые слова: Камчатка, плейстоцен, андезиты, субдукция

DOI: 10.31857/S0203030623700104, **EDN:** MNUGBW

ВВЕДЕНИЕ

Считается [Шапино, Ландер, 2003; Шапино, Соловьев, 2009], что современная геометрия зоны субдукции Тихоокеанской плиты обусловлена особенностями дрейфа плиты и последовательным причленением к Камчатке фрагментов Кронцкой палеодуги; при этом наиболее молодой сегмент зоны субдукции, расположенный непосредственно к югу от сочленения Курило-Камчатского и Алеутского желобов, начал закладываться около 2 млн л.н. в результате причленения полуострова Камчатского мыса.

Коллизионные процессы должны были сопровождаться масштабной сейсмикой и заложением новых разломных структур. По мере погружения субдуцирующей плиты создавались условия для магмогенерации, что привело к активизации вулканической деятельности.

Пожалуй, единственной возможностью уточнить параметры и хронологические рамки обсуждаемой серии событий представляется изучение и датирование самых ранних вулканитов четвертичного времени, изливавшихся на северо-восточной

Камчатке. Маркером субдукционного генезиса этих вулканитов могут служить геохимические характеристики пород [Волынец и др., 2000; Наумов, Коваленко, 2010 и др.].

Наиболее крупное поле четвертичных вулканических пород (650 км²) в интересующем нас районе расположено на северо-западных склонах хребта Кумроч. Согласно [Государственная ..., 2006] эти отложения представлены вулканогенными, вулканогенно-осадочными, экструзивными и субвулканическими образованиями, которые слагают сильно разрушенную постройку (или несколько построек), расположенную в истоках рек Лотон, Надгорная, Маимля, Ильчинец и руч. Байдарный (рис. 1а). Главные вершины этого массива – горы Острая (1165 м), Овальная (978 м) и Байдара (821 м) – по-видимому, представляют собой отдельные эруптивные центры большого и сложнопостроенного вулканического массива (см. рис. 1б, 1в). В дальнейшем будем называть этот массив по названию самой высокой вершины – массив г. Острая.

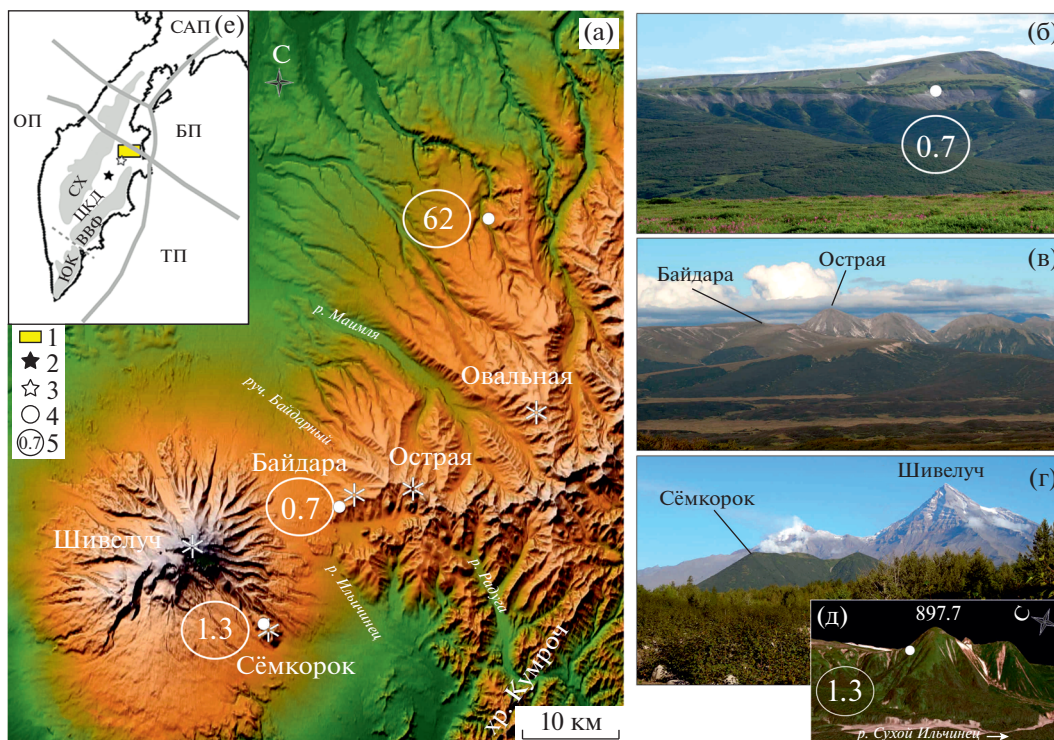


Рис. 1. Район исследований и изучаемые объекты.

а – взаиморасположение изучаемых объектов, топографическая основа Shaded Relief (<http://www.shadedrelief.com>); б, в – г. Байдара, вид с юга и запада соответственно; г – г. Сёмкорок, вид с юго-востока (фото М.М. Певзнер); д – 3D модель г. Сёмкорок, вид с юго-запада; е – тектоническая схема Камчатки на основе [Цуканов, 2016]. Серыми линиями обозначены разломы, маркирующие границы плит и блоков [Fujita et al., 2009].

1 – район исследований, 2, 3 – вулканы Ключевской, Шивелуч, 4 – места отбора геохронологических проб, 5 – округленный изотопный К-Аг возраст (млн лет).

СХ – Срединный хребет, ЦКД – Центральнo-Камчатская депрессия, ВВФ – Восточный вулканический фронт, ЮК – Южная Камчатка; литосферные плиты: ТП – Тихоокеанская, БП – Берингийская, ОП – Охотская, САП – Североамериканская.

Массив г. Острая приурочен к району тройного сочленения литосферных плит [Fujita et al., 2009] (см. рис. 1е) и расположен в месте пересечения двух крупных разрывных нарушений: Еловско-Озерновского глубинного разлома, имеющего СВ простирание – этот разлом разделяет структуры хребта Кумроч и Центральной Камчатской депрессии, и системы более поздних глубинных разломов СЗ простирания, входящих в зону Паланско-Командорских поперечных дислокаций [Государственная ..., 2006]. Паланско-Командорская зона могла заложиться вследствие приращения фрагмента Кронцкой палеодуги – полуострова Камчатского мыса [Шапиро, Ландер, 2003; Шапиро, Соловьев, 2009] около 2 млн лет назад. В связи с этим можно предположить, что формирование массива г. Острая может отвечать наиболее ранним проявлениям вулканической активности при заложении новой зоны субдукции на северной Камчатке.

Породы массива г. Острая залегают на поздне-меловых–раннепалеогеновых отложениях ха-

пицкой свиты; возраст свиты был установлен по единичным находкам радиолярий и палеомагнитным данным; изотопные даты, подтверждающие возраст, отсутствуют [Государственная ..., 2006]. Хапицкая свита относится к Ачайваям-Валагинскому террейну, который является фрагментом аккреционного фундамента Камчатской активной континентальной окраины [Цуканов, 2016].

Недалеко от массива г. Острая мы выявили небольшой выход раннечетвертичных лав – они слагают г. Сёмкорок. Гора Сёмкорок расположена в 20 км к ЮЗ от вершины г. Острая и частично перекрыта позднеплейстоценовыми отложениями вулкана Шивелуч (см. рис. 1а, 1г). Во всех более ранних публикациях Сёмкорок выделен в качестве экстрезивного купола позднеплейстоценового возраста, изотопного датирования не проводилось [Мелекесцев и др., 1991; Gorbach et al, 2013]. На геологической карте Сёмкорок показан как экструзия голоценового возраста [Государственная ..., 1989].

Главная цель наших исследований — установить возраст извержений, а также охарактеризовать особенности химического состава и условия формирования пород массива г. Острая. Для оценки возраста вулканизма мы планировали использовать изотопное К-Аг датирование, поэтому сосредоточили свое внимание на одном из существенно лавовых центров массива г. Острая — на г. Байдара (БДР). Аналогичная работа была выполнена для пород г. Сёмкорок (СМК). Лавы центров БДР и СМК сравнивались с породами начальной фазы деятельности массива Шивелуч (ШИВ).

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Гора Байдара ($56^{\circ}42'6.43''\text{С}$, $161^{\circ}36'30.76''\text{В}$, 821 м) расположена на северо-западном склоне хребта Кумроч и является частью сложноостроенного вулканического массива г. Острая. По данным [Государственная ..., 2006] массив г. Острая сложен преимущественно пирокластическими толщами (пемзовые туфы среднего состава) ильчинецкого комплекса, которые сформировались в эоплейстоцене. Лавы в границах массива встречаются в ограниченном количестве и представлены маломощными (3–4 м) потоками андезитов и андезибазальтов в районе гор Овальная и Байдара. Данные о составе этих пород приводятся только в пояснительной записке к геологической карте; изотопного датирования не проводилось [Государственная ..., 2006].

Постройка г. Байдара в значительной мере разрушена, особенно в южном секторе (см. рис. 1а, 1б). Склоны сильно задернованы. Выходы лав можно опробовать только в привершинной части, представляющей собой выположенную наклонную к северу поверхность (см. рис. 1в). Базовая коллекция собрана нами в обрывах южной части постройки на правобережье р. Ильчинец. Кроме того, опробование проводилось и в северном секторе: в верховьях руч. Байдарный, а также соседнего безымянного ручья.

Гора Сёмкорок ($56^{\circ}34'55.41''\text{С}$, $161^{\circ}28'9.74''\text{В}$, 897.7 м) расположена на ЮВ подножии вулканического массива Шивелуч и состоит из нескольких вершин, поросших кустом (см. рис. 1д). Опробование проводилось нами как на северном склоне главной вершины, так и в седловине между главной (северной) и южной вершинами; породы оказались близки по составу.

Породы массива подстилаются отложениями хапичской свиты мел-палеогенового возраста [Государственная ..., 2006]. Толща пород этой свиты мощностью более 2000 м характеризуется сильной фациальной изменчивостью и представлена переслаиванием туфов, базальтов, кремнистых алевролитов, грубых вулканических брекчий, ту-

фосилицитов, вулканогенных песчаников [Сухов и др., 2016]. Для уточнения изотопного возраста пород фундамента массива г. Острая было изучено скальное обнажение на правом берегу р. Надгорная (см. рис. 1а).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Содержание главных петрогенных и некоторых микроэлементов (V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba, Pb) определялось методом рентген-флуоресцентного анализа (РФА) на вакуумном спектрометре последовательного действия (с дисперсией по длине волны), модель Axios mAX производства компании PANalytical в ЦКП “ИГЕМ-аналитика” ИГЕМ РАН. Погрешности измерения составили 1–5% для элементов с концентрациями более 0.5 мас. % и до 12% для элементов с концентрациями менее 0.5 мас. %.

Также концентрации вышеперечисленных и других микроэлементов определены методом ICP-MS с использованием масс-спектрометра с индуктивно связанной плазмой X-7 (Thermo Elemental, США) в Институте проблем технологии микроэлектроники и особочистых материалов РАН (ИПТМ РАН), аналитик В.К. Карандашев, со стандартной процедурой пробоподготовки [Karandashev et al., 2008]. Качество исполнения анализа контролировалось посредством измерения международных стандартов BHVO-2, BIR-1, AGV-2, GSP-2 и набора российских стандартов в одной серии с образцами. Погрешность анализа для большинства микроэлементов составила порядка 7%.

Изучение изотопного состава Sr и Nd в породах проводилось в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН на многоколлекторном термоионизационном масс-спектрометре “Sector 54” (Micromass, Великобритания).

Правильность результатов измерений изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ контролировалась систематическими измерениями международного стандарта изотопного состава Sr SRM-987 ($0.710246 \pm 20 \sigma_{\text{ед}}$, 37 измерений 2021) и внутрилабораторного образца изотопного состава Nd Nd-IGEM $0.512395 \pm 15, 2\sigma_{\text{ед}}$, 28 измерений 2021), калиброванного относительно международного стандарта LaJolla (соответственно 0.511845 ± 15). Итоговая погрешность определения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ составила $\pm 0.003\%$, (с учетом воспроизводимости по SRM-987, Nd-ИГЕМ, а также международным геологическим стандартам BCR-1, BHVO-2, BIR-1). Погрешность определения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ оценивается в $\pm 0.35\%$ на основании долгосрочных измерений BCR-1. Методика детально изложена в работе [Чернышев и др., 2012].

Определение содержания радиогенного аргона в образцах проводилось в ИГЕМ РАН (г. Бай-

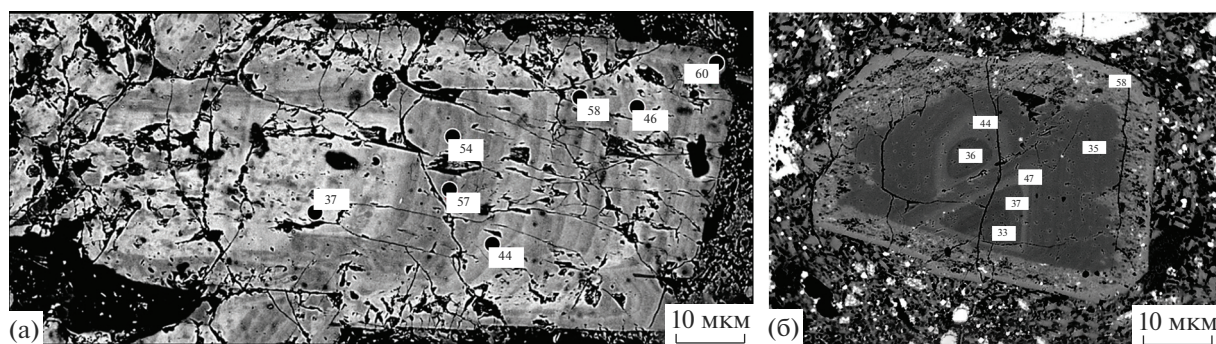


Рис. 2. Вкрапленники плагиоклаза со сложной зональностью в андезитах г. Байдара (а) и г. Сёмкорок (б). Цифрами обозначен процент анортитового компонента в плагиоклазе различных зон. Изображения получены на микроанализаторе JEOL JXA 8200.

дара, г. Сёмкорок) и в ГИН РАН (р. Надгорная) на масс-спектрометрических комплексах МИ-1201 ИГ методом изотопного разбавления с применением в качестве трассера ^{38}Ag . Концентрация калия измерялась методом пламенной спектрофотометрии [Лебедев и др., 2010]. Для расчета возраста использовались константы $\lambda_e = 0.581 \times 10^{-10} \text{ год}^{-1}$; $\lambda\beta = 4.962 \times 10^{-10} \text{ год}^{-1}$; $^{40}\text{K}/\text{K} = 1.167 \times 10^{-4}$ [Staiger, Jager, 1977].

Микрозондовые анализы и микрофотографии минералов делались в лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии МГУ на сканирующем электронном микроскопе Jeol JSM-6480LV с вольфрамовым термоэмиссионным катодом, оснащенный энергодисперсионным спектрометром INCA X-Maxn (Великобритания), со стандартными параметрами съемки 30 нА, 15 кВ, по площадке $3 \times 3 \text{ мкм}$ для минералов, а также в ЦКП “ИГЕМ-Аналитика” на рентгено-спектральном анализаторе Jeol JXA 8200 (Япония) при параметрах 30 нА, 15 кВ.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Минералогия и петрография пород

Породы БДР и СМК представлены плагиоклаз-амфибол-пироксеновыми андезибазальтами и андезитами с порфировой структурой. Для них характерны частично раскристаллизованная основная масса и разноразмерные субидiomорфные вкрапленники плагиоклаза, амфибола, пироксена. При этом лавы двух центров имеют и заметные различия.

Гора Байдара. Вкрапленники составляют не менее 40% объема породы, среди них преобладают плагиоклаз (55–65% всех вкрапленников) и амфибол (35–45%), существенно реже встречаются пироксены (до 15%).

Плагиоклазы — доминирующая минеральная фаза как вкрапленников разной размерности, так

и микролитов. Зерна плагиоклаза обычно субидiomорфные и, реже, идиоморфные. Размеры вкрапленников варьируют от 2 до 0.02 мм (с преобладанием среднеразмерных зерен длиной около 0.5 мм), встречаются сростки кристаллов. Для вкрапленников характерны тонкая рекуррентная зональность и следы резорбции в промежуточных зонах (рис. 2), составы зон варьируют от андезина до битовнита, An 44–71 (табл. 1, см. рис. 2). Особенностью этих плагиоклазов является заметное обогащение FeO (0.4–1.0 мас. %).

Амфиболы — вторая по распространенности фаза вкрапленников. Вкрапленники амфибола обычно идиоморфны, размеры варьируют от 1.5 до 0.01 мм, зональность, как прямая, так и обратная, встречается редко. Практически все зерна амфиболов очень сильно опацитизированы; опацитовая кайма представлена агрегатом пироксена, плагиоклаза и титано-магнетита (рис. 3а). Составы амфиболов приведены в табл. 2.

Пироксены представлены редкими призматическими вкрапленниками длиной до 0.5 мм или кристаллическими включениями в плагиоклазе и амфиболе, а также являются одной из фаз опацитовых кайм по амфиболу. При этом состав как клино-, так и ортопироксенов довольно стабилен: это, соответственно, энстатит или авгит-диопсид (табл. 3) со сравнительно низкими содержаниями титана.

В качестве акцессорных минералов в породах БДР встречаются окислы — титано-магнетит, магнетит, ильменит.

Основная масса пород сложена микролитами плагиоклаза, клино- и ортопироксена, реже — амфибола, многочисленными зернами титаномагнетита и девитрифицированным стеклом.

Единичные проанализированные расплавные включения в плагиоклазах содержат чистое стек-

Таблица 1. Представительные составы полевых шпатов (в мас. %) в породах гор Байдара (1–3) и Сёмкорок (4–10)

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	56.84	49.41	53.81	59.2	52.0	60.5	54.2	62.0	64.1	49.9
Al ₂ O ₃	27.04	31.7	28.71	25.6	30.0	24.5	28.7	23.0	21.1	30.9
FeO	0.38	0.79	1.01	0.1	0.4	0.1	0.5	0.7	1.0	0.5
CaO	9.17	14.6	11.1	8.3	13.9	6.8	12.3	5.3	7.1	15.3
Na ₂ O	6.43	3.2	4.95	6.9	3.1	7.6	4.4	7.8	3.8	3.0
K ₂ O	0.19	0.15	0.31	0.2	0.6	0.2	0.4	1.2	2.7	0.3
Сумма	100.1	99.9	99.9	100.4	100.1	99.8	100.5	100.0	100.0	100.0
An	44	71	54	39	69	33	59	26	41	73
Ab	55	28	44	60	28	66	39	68	40	26
Ort	1	1	2	1	3	1	2	7	19	1

Примечание. 1–3 – вкрапленники плагиоклаза; 4, 6 – ядра; 5, 7 – каймы крупных вкрапленников; 8 – реликт зерна плагиоклаза; 9 – среднеразмерный вкрапленник ортоклаза; 10 – микролит плагиоклаза.

ло, пузырек малоплотной газовой фазы и минеральную кайму, составляющую, по визуальным оценкам, около 10 об. % включения. Состав стекла после добавления 10% плагиоклаза-хозяина соответствует дациту (содержания в мас. %): SiO₂ 71–72, Al₂O₃ 11–12, FeO 1.7, CaO 1.6,

Na₂O 3–4, K₂O 3–4. Пониженные суммы микрозондового анализа позволяет предполагать, что расплав мог содержать около 5 мас. % воды.

В изученных образцах встречаются ксенолиты кварц-амфиболовых мелкозернистых пород с полосчатой текстурой. Размеры ксенолитов разно-

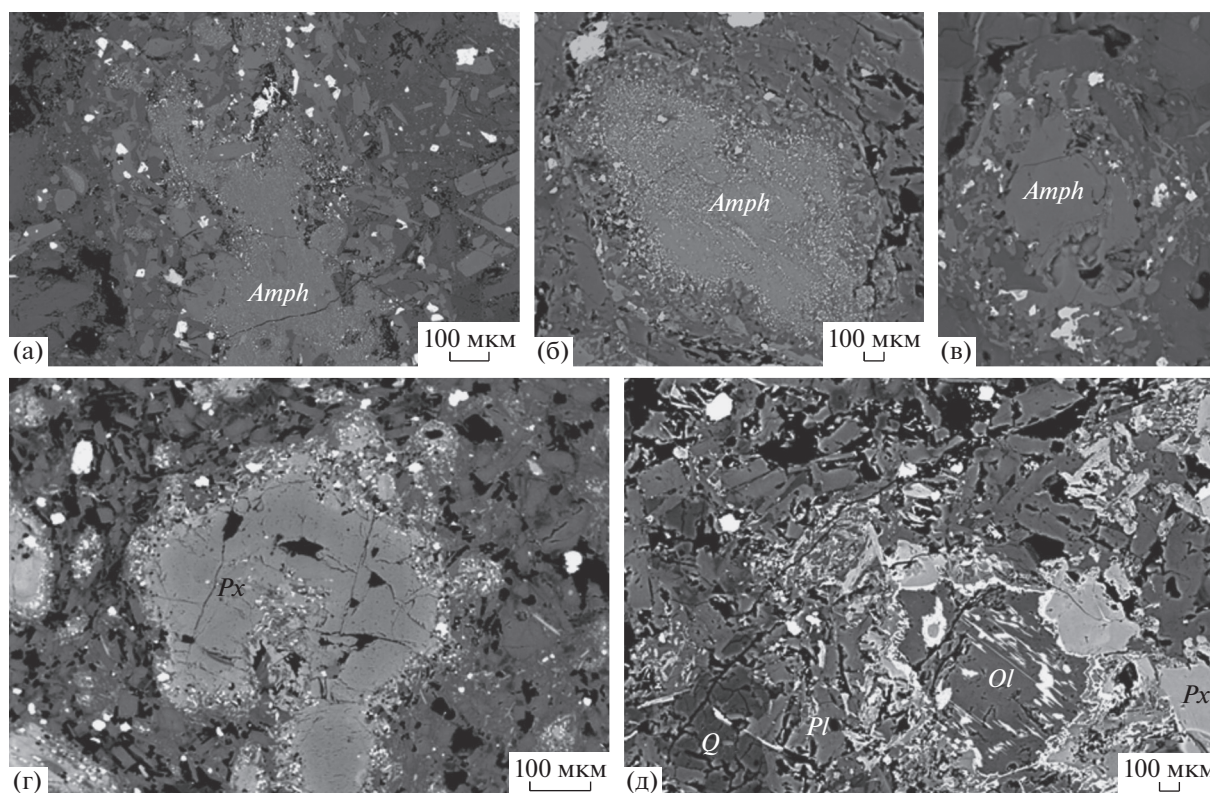


Рис. 3. Темноцветные минералы и реакционные структуры по темноцветным минералам в лавах гор Байдара (а) и Сёмкорок (б–д).

Amph – амфибол, *Px* – пироксен, *Ol* – оливин, *Q* – кварц, *Pl* – плагиоклаз.

Таблица 2. Представительные анализы амфиболов и биотита (в мас. %) в лавах гор Байдара (1–3) и Сёмкорок (4–10)

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	46.3	40.9	40.8	46.0	45.2	44.2	44.7	45.2	49.0	38.1
TiO ₂	1.91	1.88	1.57	1.67	1.91	2.37	0.67	2.03	0.93	2.80
Al ₂ O ₃	8.87	14.7	12.8	13.3	11.3	11.1	8.28	11.2	9.08	15.2
FeO	14.1	15.2	20.7	14.25	10.8	13.5	16.3	10.7	11.5	15.6
MnO	0.47	0.17	0.42	0.23	0.19	0.27	0.62	0.15	0.35	0.17
MgO	14.5	11.9	8.6	12.1	15.8	12.9	12.7	16.4	13.8	14.1
CaO	10.9	11.7	11.3	9.51	11.7	11.5	14.4	11.5	10.6	0.01
Na ₂ O	2.31	2.69	2.31	2.64	2.59	2.10	1.69	2.61	3.16	0.93
K ₂ O	0.23	0.42	0.62	0.23	0.37	0.83	0.08	0.37	1.20	8.94
Сумма	99.7	99.6	99.3	99.99	99.82	97.83	99.38	100.0	99.74	95.8

Примечание. 1–3 – вкрапленники амфибола; 4, 6 – ядра; 5, 7 – каймы вкрапленников амфибола; 8 – микролит амфибола; 9 – реликт зерна амфибола; 10 – реликт зерна биотита.

Таблица 3. Представительные анализы пироксенов (в мас. %) в лавах гор Байдара (1–4) и Сёмкорок (5–9)

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	50.7	51.6	55.0	52.2	52.5	54.1	52.7	54.0	53.3
TiO ₂	1.1	0.5	0.2	0.2	0.0	0.0	0.1	0.2	0.2
Al ₂ O ₃	3.2	2.5	0.8	0.9	5.7	6.1	2.4	2.0	2.0
FeO	7.7	9.3	13.2	22.9	13.2	11.7	8.3	4.7	4.5
MnO	0.3	0.4	0.6	1.4	0.3	0.2	0.5	0.2	0.2
MgO	15.3	15.5	28.8	21.4	27.6	27.1	12.1	17.6	17.1
CaO	21.4	20.1	1.5	1.0	0.7	1.0	23.7	21.4	21.6
Сумма	100.1	100.1	100.1	99.9	100.0	100.5	100.6	100.3	100.0
Fs	12	15	20	37	21	19	14	7	7
En	44	44	77	61	78	79	36	49	49
Di	44	41	3	2	1	2	50	43	44

Примечание. 1–4 – вкрапленники пироксенов в лавах; 5, 8 – ядра; 6, 9 – каймы вкрапленников пироксена; 7 – пироксен каймы разложения вокруг зерна оливина. Fs, En, Di – ферросилит, энстатит, диопсид.

образны, от десятков миллиметров до первых сантиметров. Ксенолиты окружены каймой из плагиоклаза и пироксена того же состава, что и вкрапленники.

Гора Сёмкорок. Вкрапленники составляют не более 30% объема породы, среди них преобладают темноцветные минералы (пироксен и амфибол), которые в сумме составляют до 60% всех

вкрапленников); плагиоклаз распространен меньше (30%), изредка встречается оливин. Основная масса сложена плагиоклазом, реже – амфиболом, пироксеном, иногда кварцем и ортоклазом. Все темноцветные минералы вкрапленников окружены широкими реакционными каймами, а также содержат большое количество включений рудной фазы (см. рис. 3б, 3в).

Таблица 4. Составы оливина и минералов реакционных кайм (в мас. %) в лавах горы Сёмкорок

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	41.9	41.6	41.2	38.9	53.3	52.5	48.3	38.1	54.4
TiO ₂	0.01	0.00	0.03	0.00	0.21	0.02	0.76	2.80	0.02
Al ₂ O ₃	0.00	0.02	0.00	0.13	1.98	5.67	4.99	15.16	28.6
FeO	6.50	8.62	11.0	37.2	4.50	13.2	6.37	15.6	0.44
MnO	0.26	0.30	0.24	0.28	0.15	0.28	0.22	0.17	0.01
MgO	51.3	49.5	47.9	22.3	17.1	27.6	13.4	14.1	0.04
CaO	0.09	0.11	0.09	0.26	21.6	0.68	17.8	0.01	12.1
Na ₂ O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.34	0.01	1.15	0.93	4.70
K ₂ O	—	—	—	—	0.73	—	0.23	8.94	0.25
Сумма	100.0	100.2	100.5	99.1	100.0	99.9	93.3	95.8	100.6

Примечание. 1–3 – магнезиальные оливины с признаками разложения; 4 – железистый оливин ориентированных вростков в магнезиальной матрице; 5–9 – минералы реакционных кайм по оливину: клино- и ортопироксен, амфибол, биотит и плагиоклаз соответственно.

Плагиоклаз встречается в виде крупных зональных вкрапленников (до 3–4 мм), микро-вкрапленников (до 0.05 мм), микролитов основной массы и фаз реакционных кайм по темноцветным минералам. Крупные зерна иногда имеют несколько “ядер” (см. рис. 2), объединенных общей каймой. Большинство крупных зерен плагиоклаза сильно резорбированы в промежуточных зонах. Как правило, центральные части вкрапленников сложены кислым андезитом An 33 (см. табл. 1), а во внешних каймах, сформированных после зоны резорбции, фиксируется гораздо более основной плагиоклаз (An 59–69). Микровкрапленники, микролиты и зерна реакционных кайм также имеют лабрадор-битовниковый состав. Отличительная особенность плагиоклаза этих пород – очень высокие содержания SiO₂ – до 65 мас. %, низкие концентрации железа (около 0.2 мас. %) и чрезвычайно широкий диапазон ортоклазового компонента (см. табл. 1, 4), вплоть до единичных находок калиевого полевого шпата.

Амфибол встречается в виде вкрапленников размером до 1 мм. Его зерна очень часто оторочены широкой опацитовой каймой пироксен-магнетит-плагиоклазового агрегата или выглядят как реликты с отсутствующими ядрами кристаллов, также замещенными поликристаллическими аг-

регатами (см. рис. 3б, 3в). Обычно зерна демонстрируют обратную зональность (см. табл. 2, 4), причем каймы обогащены не только магнием (MgO – 11–16 мас. % в ядрах и каймах зерен соответственно), но и кальцием (CaO – 9 и 14 мас. % в ядрах и каймах зерен соответственно).

Пироксены встречаются как в виде самостоятельных вкрапленников (до 1–2 мм), часто сильно разрушенных, так и в составе поликристаллического агрегата реакционных кайм (см. рис. 3г, 3д), в том числе, вокруг оливина. Так же, как и амфиболы, пироксены содержат россыпи мельчайших кристаллических включений рудной фазы. По составу соответствуют диопсид-авгиту и клиноэнстатиту (см. табл. 3, 4). Характерной для пироксенов СМК особенностью можно считать довольно высокие концентрации Al₂O₃ (5–6 и 2 мас. % для орто- и клинопироксенов соответственно).

Оливины имеют ограниченную распространенность в породе и представлены некрупными (до 0.3 мм) изометричными зернами форстерита со структурами распада (см. рис. 3д) – ориентированными вростками железистого оливина. Зерна окружены широкой реакционной каймой (см. рис. 3д, табл. 4), состоящей из микрочастиц пироксенов, амфибола, плагиоклаза и титаномагнетита.

Биотит встречается крайне редко, в виде микровкрапленников или реликтов более крупных

Таблица 5. Содержания макро- и микроэлементов в породах гор Байдара (1–5) и Сёмкорок (6–7)

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7
Обр.	Ш-8/1	Ш-8/2	Ш-8/3	Ш-8/4	Ш-8/5	Sem-02	Sem-05
SiO ₂	58.7	54.9	60.1	59.3	57.47	60.7	59.9
TiO ₂	0.55	0.7	0.54	0.54	0.56	0.62	0.62
Al ₂ O ₃	20.3	19.5	19.39	19.9	21.2	15.46	15.9
Fe ₂ O ₃	6.09	8.54	5.98	6.09	6.14	6.24	6.34
MnO	0.14	0.14	0.13	0.14	0.14	0.13	0.13
MgO	2.22	3.58	2	2.18	2.26	4.94	4.93
CaO	7.26	8.38	6.8	7	7.5	6.87	7.03
Na ₂ O	3.94	3.35	3.91	3.85	3.83	3.65	3.71
K ₂ O	0.63	0.74	0.92	0.81	0.71	1.20	1.20
P ₂ O ₅	0.19	0.19	0.21	0.21	0.19	0.12	0.13
Сумма	100.0	100.0	99.9	99.9	100.0	100.0	100.0
Li	10.8	7.5	11.8	11.3	11.3	12.3	13.5
Be	0.81	0.55	0.69	0.77	0.83	0.96	0.93
Sc	7.80	14.6	10.7	7.90	9.30	27.9	23.12
V	121	163	131	125	122	154	164
Cr	17	27	7	12	13.0	129	108
Co	14	16	12	14.00	12.00	12	14
Ni	8	18	10	10	10	21	15
Cu	49	66	31	45	46	46	38
Zn	64.7	88.2	75.2	76.3	69.1	79.2	69.6
Ga	16.6	20.3	19.1	16.0	18.7	16.6	16.4
As	0.90	1.19	0.84	0.30	2.10	2.49	3.42
Rb	7.50	10.4	14.7	10.40	4.40	18.0	19.8
Sr	766	660	717	738	774	517	521
Y	12.4	11.2	13.8	12.0	12.8	19.7	15.9
Zr	102	76	97	100	105	77	79
Nb	2.10	1.13	1.98	2.10	2.10	1.64	1.62
Mo	1.20	1.77	1.29	1.40	1.10	0.85	1.24
Sn	0.79	1.14	1.10	0.65	0.60	1.04	1.75
Sb	0.21	0.23	0.28	0.15	0.19	0.38	0.33
Cs	0.72	0.33	0.36	0.29	0.81	0.91	0.98
Ba	322	245	320	326	279	371	392
La	5.40	5.09	6.20	5.30	5.30	6.18	6.33
Ce	14.5	12.1	14.5	14.9	14.6	15.5	15.4
Pr	2.00	1.98	2.19	2.00	2.10	2.33	2.20
Nd	9.90	10.3	10.7	9.60	9.90	11.6	10.5
Sm	2.40	2.73	2.58	2.30	2.40	3.24	2.71
Eu	0.76	0.97	0.84	0.76	0.77	0.99	0.89
Gd	2.50	2.59	2.63	2.30	2.40	3.46	2.89
Tb	0.36	0.38	0.38	0.35	0.37	0.53	0.44
Dy	2.10	1.96	2.20	2.10	2.20	3.25	2.73
Ho	0.43	0.37	0.45	0.41	0.45	0.67	0.56
Er	1.30	1.00	1.30	1.20	1.30	2.06	1.74
Tm	0.18	0.14	0.19	0.18	0.18	0.29	0.24
Yb	1.30	0.92	1.27	1.20	1.30	1.98	1.61
Lu	0.19	0.13	0.19	0.18	0.20	0.29	0.26
Hf	2.00	1.44	1.75	1.90	2.00	2.35	2.53
Ta	0.22	0.08	0.13	0.31	0.22	0.12	0.12
W	0.14	0.10	0.10	0.12	0.15	0.10	0.13
Tl	0.11	0.01	0.02	0.02	0.13	0.04	0.20
Pb	5.50	2.61	5.03	4.60	5.40	5.84	6.57
Th	0.47	0.26	0.47	0.44	0.46	1.14	1.18
U	0.33	0.22	0.32	0.32	0.29	0.64	0.72

Примечание. Содержания макроэлементов приведены в мас. %, микроэлементов – в ppm.

Таблица 6. Изотопный состав лав горы Байдара и Сёмкорок

Образец	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	ϵ_{Nd}
Ш-8/1	0.703314	0.000006	0.142	0.513090	0.000007	+8.8
Ш-8/3	0.703318	0.000006	0.142	0.513122	0.000007	+9.4
Ш-8/5	0.703325	0.000006	0.137	0.513082	0.000007	+8.7
SEM-2	0.703397	0.000005	0.163	0.513099	0.000008	+9.0
SEM-5	0.703375	0.000006	0.154	0.513120	0.000008	+9.4

Таблица 7. Результаты определения изотопного K-Ar возраста пород

Объект	Координаты, с.ш., в.д.	№ лаб.	№ авт.	Калий, % $\pm \sigma$	$^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$ (нг/г) $\pm \sigma$	$^{40}\text{Ar}_{\text{возд}}$ (%) в обр.	Возраст $\pm 2\sigma$
Байдара	56°34'32.7" 161°35'29.5"	16688	Ш-8/3	0.99 \pm 0.015	0.049 \pm 0.002	76.8	0.71 \pm 0.05
Сёмкорок	56°34'59.3" 161°27'45.8"	17035	Sem-02	0.870 \pm 0.015	0.077 \pm 0.003	92.9	1.27 \pm 0.10
р. Надгорная	56°56'52.4" 161°49'4.2"	1052	519/1	1.34 \pm 0.020	1.829 \pm 0.05	39.0	61.6 \pm 1.3

Примечание. Датирование проводилось по основной массе пород (БДР, СМК) и по валовой пробе (р. Надгорная).

сильно удлиненных зерен (до 0.5 мм) в пироксеновой кайме (см. табл. 2). Кварц встречается в виде выделений неправильной формы в основной массе или включений в плагиоклазе (см. рис. 3д).

В качестве аксессуарных минералов в породах СМК распространены, в первую очередь, титаномагнетит и ильменит. Также встречаются сравнительно крупные широкопризматические зерна апатита с очень низкими содержаниями хлора и фтора.

Геохимия пород гор Байдара и Сёмкорок

Валовой состав изученных пород – андезиты нормальной щелочности – в целом сходен для обоих центров (табл. 5). При этом по ряду элементов (Al_2O_3 , MgO и K_2O и др.) породы БДР и СМК заметно отличаются.

Для редкоземельного состава андезитов обоих центров характерны низкие концентрации высокозарядных (HFSE) элементов, в первую очередь, ниобия, и чрезвычайно низкие содержания легких редкоземельных элементов (LREE). Кроме того, породы БДР обеднены средними и тяже-

лыми REE ($\Sigma_{\text{Gd-Lu}}$ 5.6 ppm), некоторыми крупноионными элементами (LILE), иттрием, хромом, скандием, торием и ураном; но заметно обогащены стронцием (до 774 ppm). Породы же СМК, напротив, отличает сравнительное обогащение тяжелыми REE ($\Sigma_{\text{Gd-Lu}}$ 8.3 ppm), а также отсутствие резкого дефицита тория и урана; содержания стронция – до 521 ppm.

Изотопные отношения пород БДР и СМК также демонстрируют некоторые различия: породы СМК относительно обеднены радиогенным стронцием и имеют несколько более высокие отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (табл. 6).

Изотопный возраст пород

Проведенные изотопно-геохронологические исследования позволили установить возраст лав, слагающих горы Байдара и Сёмкорок, а также вулканитов хапицкой свиты (р. Надгорная), подстилающей массив г. Острая (табл. 7).

Установлено, что лавы БДР образовались в начале среднего плейстоцена (~0.7 млн л.н.), а лавы

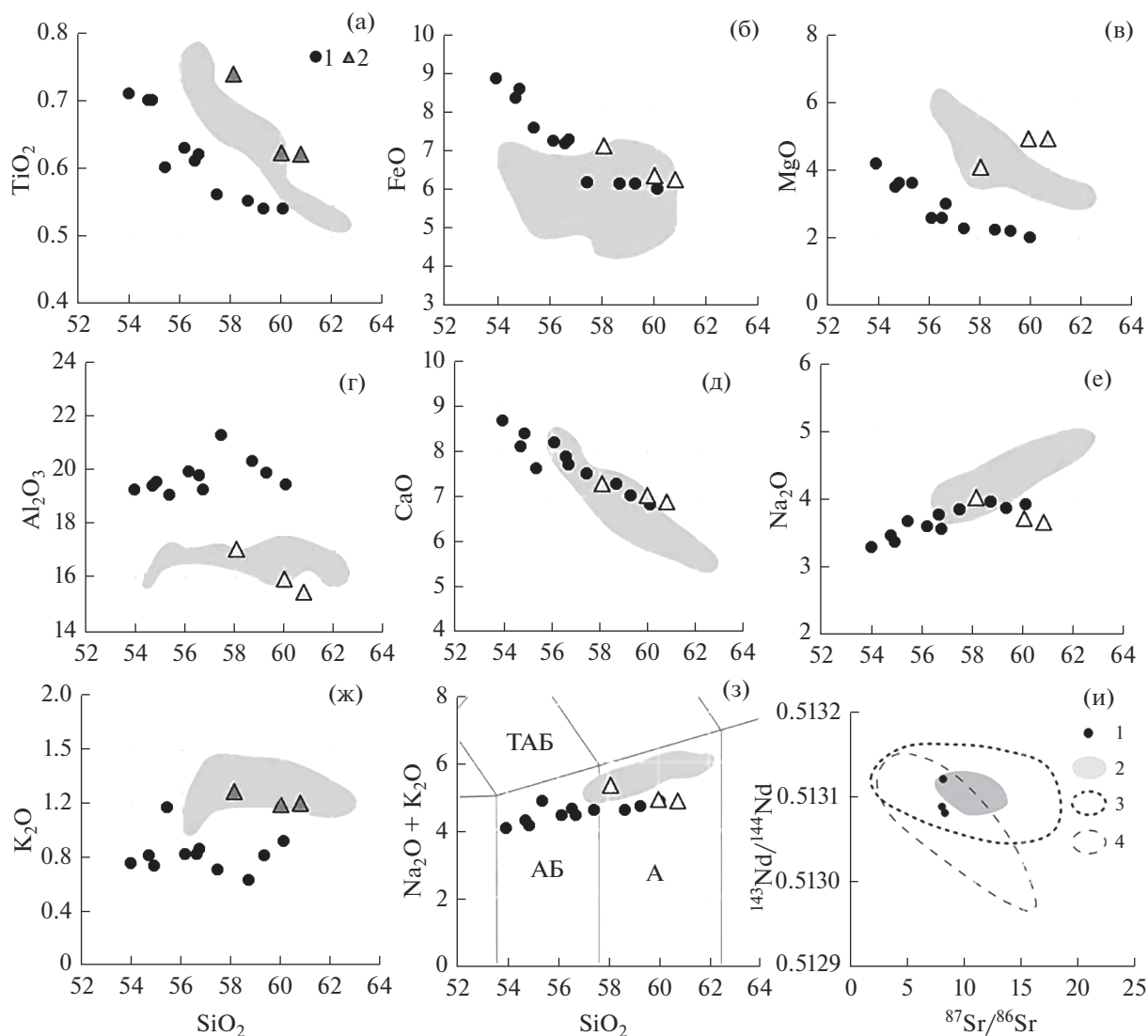


Рис. 4. Вариационные диаграммы для лав гор Байдара и Сёмкорок.

а–ж – бинарные диаграммы Харкера, з – TAS-диаграмма, и – диаграмма $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

(а)–(з) – 1 – породы г. Байдара, 2 – породы г. Сёмкорок, серое поле – породы начальной фазы деятельности массива Шивелуч (НФД) [Горбач, 2013]; (и) – 1 – породы г. Байдара, 2 – породы НФД Шивелуч, 3 – породы ЦКД, 4 – породы ВВФ [Горбач, 2013].

На рис. 4з – дискриминационные линии, по [Le Maitre, 2002]: А – андезиты, АБ – андезибазальты, ТАБ – трахианде-зибазальты.

СМК (~1.3 млн л.н.) в раннем плейстоцене (ка-лабрий).

Для пород на р. Надгорная был установлен раннепалеоценовый возраст (граница датского и зеландского ярусов), что подтверждает K_2 – P_1 возраст отложений хапицкой свиты.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В непосредственной близости от объектов наших исследований расположен крупный вулка-

нический массив Шивелуч (см. рис. 1а). Слагающие его породы хорошо изучены [Горбач, 2011; Мелекесцев и др., 1991; Gorbach et al., 2013; Humphreys et al., 2006; Ponomareva et al., 2015, Толстых и др., 2015 и др.], при этом возраст начала вулканической активности массива остается дискуссионным. По представлениям И.В. Мелекесцева с соавторами [Мелекесцев и др., 1991], Шивелуч образовался около 70–60 тыс. л.н. По нашим данным, его возраст превышает 100–80 тыс. л.н. [Певзнер и др., 2018].

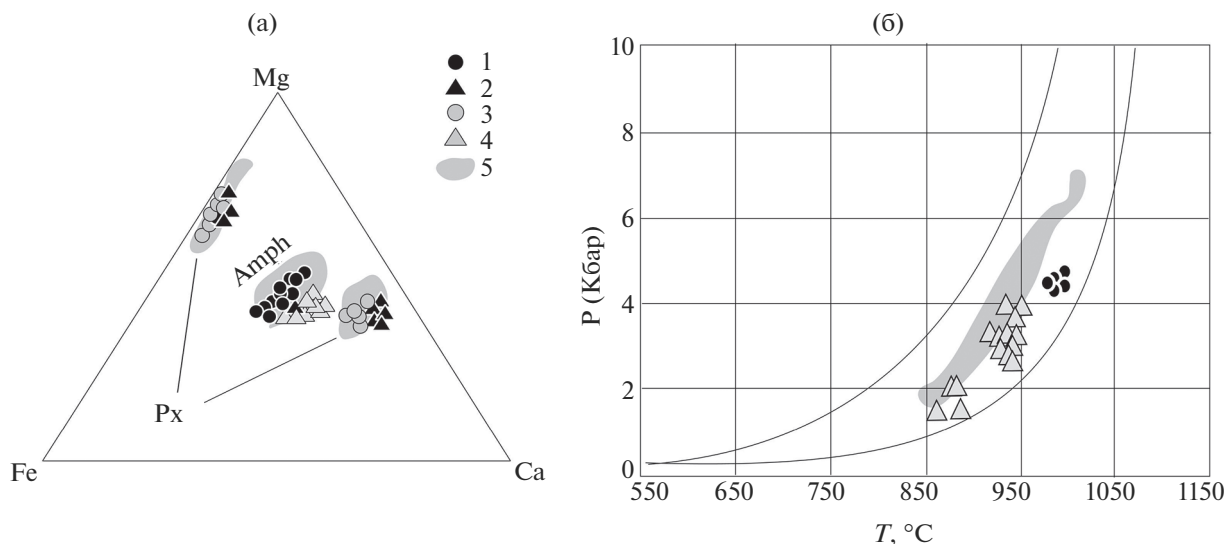


Рис. 5. Минералогические характеристики пород гор Байдара, Сёмкорок и массива Шивелуч.

а – диаграмма Fe–Mg–Ca для темноцветных минералов пород; б – расчетные значения температуры и давления кристаллизации амфиболов согласно мономинеральному амфиболовому геотермобарометру [Ridolfi et al., 2010].

1 – амфиболы БДР, 2 – пироксены БДР, 3 – амфиболы SMK, 4 – пироксены SMK, 5 – темноцветные минералы ШИВ.

По данным [Calkins, 2004], изотопный возраст лав основания Ключевской группы вулканов составляет около 0.3 млн лет. Учитывая СЗ направление миграции Тихоокеанской плиты [Шапино, Ландер, 2003] можно предполагать, что в массиве Шивелуч, расположенном в 80 км к северо-западу от Ключевской сопки, вулканическая активность также началась около 0.3 млн лет назад или даже позже.

По результатам К-Аг датирования лав SMK и БДР было установлено, что в районе исследованного масштабный вулканизм проявлялся гораздо раньше – в среднем и даже раннем плейстоцене. Значительные возрастные интервалы, разделяющие этапы активизации SMK–БДР–ШИВ (1.3–0.7–≤0.3 млн л.н.) свидетельствуют о весьма длительной и многостадийной истории вулканизма на северо-западном фланге хр. Кумроч. Породы всех трех выделенных объектов принципиально схожи и формально могут быть отнесены к одному и тому же петрологическому типу (рис. 4з); однако некоторые минералогические и геохимические особенности пород позволяют предполагать принципиально разные условия их формирования.

Минералогические особенности пород

По содержаниям и составам главных породообразующих минералов (плагиоклаза, амфибола,

клино- и ортопироксенов) породы всех трех центров достаточно близки, но есть и некоторые различия. Так, амфиболам ШИВ [Толстых и др., 2015; Gorbach et al., 2013] свойственна несколько более высокая магнезиальность по сравнению с амфиболами БДР и SMK (рис. 5а); клинопироксены ШИВ [Толстых и др., 2015; Gorbach et al., 2013] характеризуются более широким диапазоном содержаний CaO, чем клинопироксены БДР и SMK; плагиоклазы SMK содержат больше щелочного компонента (Ab до 67%, Ort до 4%) и меньшую примесь железа, чем полевые шпаты ШИВ и БДР.

Также в андезитах SMK фиксируются отдельные зерна оливина с признаками твердофазового распада в окружении широкой реакционной каймы пироксен-плагиоклаз-магнетитового мелкозернистого агрегата (см. рис. 3). К сожалению, составы оливина SMK, представленные в этой работе, не могут корректно характеризовать соотношения элементов в первоначальных минеральных фазах, поскольку, скорее всего, отражают результат сложных процессов низкотемпературного переуравновешивания в условиях резкого изменения параметров среды, в частности, фугитивности кислорода [Волынец и др., 1989; Плечов и др., 2018]. Кроме того, породы SMK, в отличие от прочих объектов исследований, содержат биотит и кварц как среди фенокристов, так и в составе полиминеральных агрегатов.

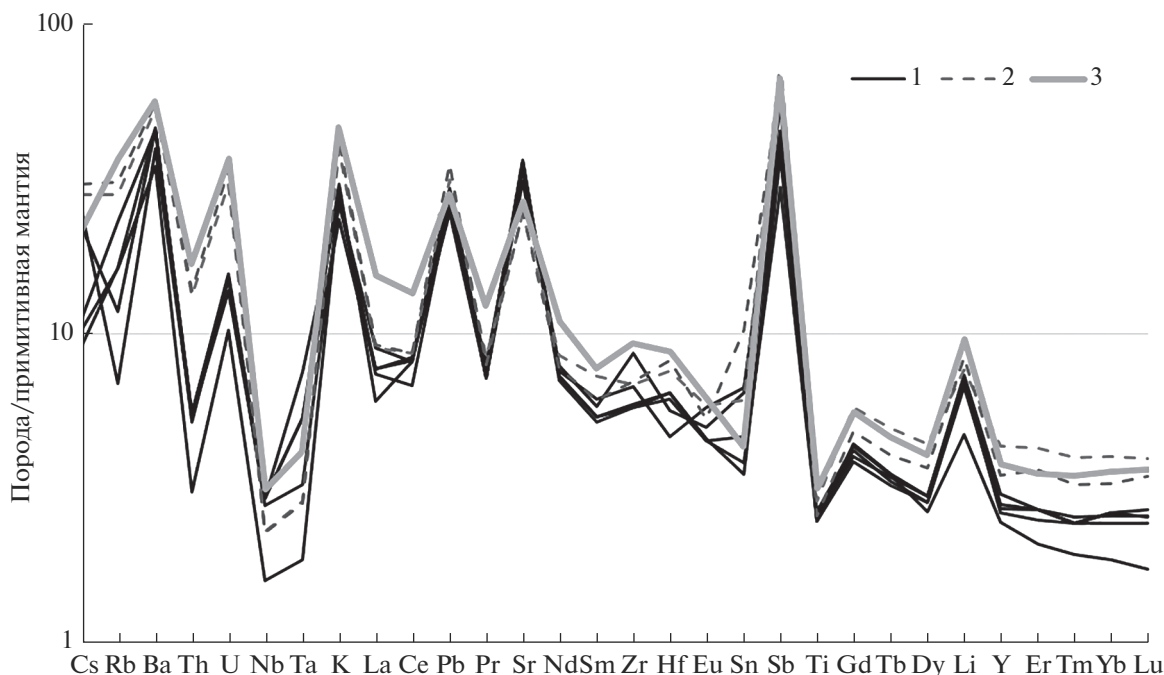


Рис. 6. Спайдер-диаграмма для пород центров Байдара (1), Сёмкорок (2) и начальной фазы деятельности массива Шивелуч (3).

Для пород начальной фазы деятельности массива Шивелуч приведен усредненный состав. Состав примитивной мантии – по [Sun, McDonough, 1989].

Не только минеральный состав, но и морфология вкрапленников СМК отличается от таковой в ШИВ и БДР, для которых характерно достаточно широкое распространение признаков изменения условий кристаллизации в виде зон резорбции и рекуррентной зональности во вкрапленниках плагиоклаза, опацитовых кайм по амфиболу, обилия кристаллических включений и др. Для пород ШИВ эти особенности интерпретировались как свидетельства многостадийной кристаллизации в условиях изменяющихся параметров P - T , fO_2 и водонасыщенности, а также процессов кумуляции и смешения с менее дифференцированными порциями породообразующей магмы [Gorbach et al., 2013]. Вероятно, такие же процессы могут объяснить и сходные морфологические особенности вкрапленников БДР.

По данным термобарогеохимических исследований для андезитов Шивелуча в качестве породообразующего выступает расплав дацитового состава с достаточно высокими концентрациями воды [Толстых и др., 2015]. Согласно единичным данным по расплавленным включениям в плагиоклазах лав г. Байдара, породообразующие расплавы БДР также имели дацитовый состав с относительно высокими концентрациями воды. Следо-

вательно, можно предполагать и базовое сходство породообразующих процессов в этих разновозрастных магматических центрах: относительно малоглубинный коровый очаг (или систему очагов), масштабную кристаллизацию и кумуляцию плагиоклаза, фракционирование амфибола, периодические изменения условий кристаллизации при пополнении очага новыми порциями менее дифференцированных магм.

Стоит отметить, что, согласно мономинеральному геотермометру [Ridolfi et al., 2010] амфиболы ШИВ кристаллизовались в довольно широком диапазоне давлений (2–7 кбар), в отличие от амфиболов БДР, фигуративные точки которых на диаграмме (см. рис. 5б) локализованы в области 4 кбар, что может быть объяснено наличием под вулканом Шивелуч сложной многоуровневой системы промежуточных камер [Горбач, 2013].

Минералогические особенности андезитов СМК могут интерпретироваться как результат смешения контрастных магм (например, сочетание кварца и оливина в одном шлифе), а также неравновесной кристаллизации при этом смешении: широкие зоны резорбции, резкая обратная зональность, характерная как для плагиоклаза, так и для темноцветных минералов, наличие реак-

ционных кайм с преобладанием рудного минерала (см. рис. 3) практически у всех вкрапленников темноцветных минералов. Причем минеральный парагенезис высококремнистой составляющей представлен кислым плагиоклазом, ортоклазом, биотитом, кварцем и, вероятно, амфиболом, в то время как основной расплав, предположительно, содержит оливин и пироксены. Изменение температуры очага при внедрении основного агента смешения могло повлечь за собой выход из зоны стабильности амфибола [Симакин, 2019], который при разложении и дегидратации обеспечивал повышение летучести кислорода в системе. Этим процессом можно объяснить распад оливина [Плечов и др., 2018], а также кристаллизацию большого количества рудной фазы в составе реакционных кайм (см. рис. 3).

Согласно геотермобарометру, все амфиболы СМК кристаллизовались при давлении не более 4 кбар и сравнительно невысоком содержании воды в системе (не более 6%) [Ridolfi et al., 2010], в то время как расчеты для амфиболов БДР и ШИВ показывают более высокие содержания воды (до 9%).

Таким образом, можно констатировать, что породы среднего состава БДР, СМК и ШИВ при формальном сходстве различаются по минералогическому составу и петрографическим особенностям, причем наиболее яркие отличия характерны для пород горы Сёмкорок. Можно предполагать, что ведущим петрогенетическим процессом при формировании пород СМК было смешение контрастных магм в малоглубинной камере. В формировании же пород БДР и ШИВ ведущую роль играет кумуляция плагиоклаза из кислого расплава; процессы смешения, возможно, также имели место, но свидетельства их гораздо менее очевидны.

Итак, гора Сёмкорок по петрологическим характеристикам может рассматриваться как отдельный вулканический центр (или его фрагмент) с особым типом петрогенетических процессов и, возможно, магматических источников. Породы г. Байдара и Шивелуч демонстрируют заметное минералогическое сходство, однако различаются по ряду геохимических критериев.

Геохимические особенности пород

Породы БДР и СМК, так же, как и породы начальной фазы деятельности ШИВ, относятся к андезибазальтам и андезитам (в случае СМК — только андезитам) известково-щелочной серии (см. рис. 4и). При этом, породы ШИВ и СМК при одних и тех же величинах кремнекислотности содержат больше титана, магния, калия и меньше

алюминия, чем породы БДР (см. рис. 4а–4з). Что касается видимых трендов, то они наиболее отчетливо проявляются именно в составах пород БДР. При достаточно широком диапазоне SiO_2 можно отметить падение концентраций TiO_2 , FeO , MgO , CaO с ростом кремнекислотности (см. рис. 4). Содержание глинозема и K_2O практически не коррелирует с ростом SiO_2 , причем обедненность калием выделяет породы БДР на фоне прочих андезитов Камчатки [Иванов, 1989]. Это может свидетельствовать об уникальности магматических источников БДР и, возможно, всего массива горы Острая.

Таким образом, можно констатировать, что породы ШИВ и СМК относятся к существенно магниальной, а БДР — к глиноземистой сериям вулканитов. Различия между породами изученных центров фиксируются и по вариациям содержаний редких элементов (см. табл. 5, рис. 6). Общими для пород БДР, СМК и ШИВ является только типично островодужный спектр распределения редких элементов, выраженный в дефиците тантала и ниобия, обеднении тяжелыми редкоземельными элементами и относительно высоких концентрациях крупноионных элементов [Волынец и др., 2000, Наумов и др., 2020 и др.]. Следовательно, формирование и функционирование магматических систем БДР и СМК связано именно с субдукционными процессами. Возраст наиболее древних вулканитов СМК составляет 1.3 млн лет, и можно констатировать, что уже тогда на северо-востоке Камчатки процесс субдукции получил достаточное развитие, что подтверждает гипотезу заложения северного сегмента субдукционной системы Камчатки [Шапири, Ландер, 2003] около 2 млн лет.

Повышенные содержания стронция и пониженные — иттрия, отмеченные в породах БДР ($\text{Sr/Y} = 60\text{--}62$, $\text{Y} = 12\text{--}13$ ppm), позволяют отнести их к адакитам [Castillo, 2012]. Однако существенно более ранние вулканиты СМК адакитовых характеристик не имеют ($\text{Sr/Y} = 25\text{--}30$, $\text{Y} = 16\text{--}20$ ppm). Получается, что в нашем случае адакитовые характеристики не могут выступать в качестве устойчивого маркера “молодой” субдукции [Defant, Drummond, 1990]. По результатам изучения расплавных включений в минералах голоценовых андезитов Шивелуча было высказано предположение о том, что многие адакитовые признаки могут приобретаться магмами в процессе фракционирования амфибола и кумуляции плагиоклаза [Горбач, 2013; Толстых и др., 2017]. Поскольку для пород БДР плагиоклаз является главным породообразующим минералом, а про-

цесс кумуляции вкрапленников – одним из ведущих петрогенетических процессов, то появление адакитовых характеристик у пород горы Байдара может иметь ту же природу, что и у голоценовых андезитов Шивелуча. А вот породы СМК не попадают в поле адакитов, поскольку имеют совершенно иные минеральные соотношения.

На спайдер-диаграммах (см. рис. 6) породы БДР отличаются от СМК и ШИВ низкими концентрациями элементов практически всех групп – LILE, LREE и HREE, а также циркония и гафния, тория и урана, иттрия. Концентрации легких редкоземельных элементов (LILE) в породах БДР заметно ниже, чем в большинстве андезитов Камчатки, составы которых приведены в базе данных Geochemical Rock Database (<https://georoc.eu/georoc/new-start.asp>).

Породы СМК в области LILE и HREE, на спайдер-диаграмме тяготеющие к линии ШИВ (см. рис. 6), в диапазоне La–Sm тем не менее демонстрируют столь же низкие концентрации элементов, как и породы БДР. Можно констатировать, что главное сходство ранне- и среднечетвертичных лав СМК и БДР – это обеднение наиболее некогерентными элементами из группы REE. По всем остальным характеристикам породы БДР не имеют аналогов и представляются уникальными для Камчатки.

Обеднение пород БДР наиболее некогерентными элементами, в частности, LREE, невозможно объяснить процессами фракционирования, поскольку среди как породообразующих, так и аксессуарных минералов известково-щелочных магматических серий нет минералов-концентраторов этих элементов. Следовательно, “деплементированные” магмы БДР (и, частично, СМК) особенностями своего состава обязаны источнику плавления.

Согласно одной из гипотез [Толстых и др., 2022], вышеперечисленные особенности магм БДР могли быть связаны с вовлечением в процесс плавления пород коры, в частности, переотложенного мелкообломочного материала хапицкой свиты, который слагает фундамент массива г. Острая. В разрезах этой свиты, описанных в северо-восточном сегменте хребта Кумроч, в непосредственной близости от массива г. Острая, присутствуют также прослой базальтов и андезитобазальтов [Сухов и др., 2016], сформировавшихся в меловое время. Многие из этих базитов характеризуются чрезвычайно низкими концентрациями калия (менее 0.4 мас. %), а также низкими концентрациями тория, урана и LREE (Σ_{La-Sm} 18–37 ppm, что совпадает с показателями изучаемых пород (Σ_{La-Sm} 32–34 ppm).

Теоретически возможен еще один вариант приобретения таких “эксклюзивных” геохимических характеристик – вовлечение в процесс плавления кумулятивного материала, для которого также характерен дефицит некогерентных элементов. Обе эти версии происхождения супер-обедненных магм БДР предполагают обширное плавление корового вещества. Достаточно низкие давления кристаллизации амфибола (см. рис. 6) подтверждают малоглубинные условия формирования магм БДР и СМК.

Изотопные характеристики стронция и неодима, установленные для пород БДР и СМК (см. табл. 6) по диапазону значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ хорошо согласуются с данными [Gogbach, 2013], характеризующими массив Шивелуч. Поскольку породы БДР характеризуются очень близкими отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ при заметном разбросе $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, их фигуративные точки на вариационной диаграмме (см. рис. 6б) выходят за границы поля пород Шивелуч, оставаясь, однако, в пределах полей пород ЦКД и ВВФ. Показательно, что на графике (см. рис. 6б) очень близко к маркерам БДР располагается точка низкокальцивых базальтов хапицкой свиты [Сухов, 2016], слагающей основание массива г. Острая. Подобные изотопные характеристики могут свидетельствовать о сочетании мантийных и коровых магматических источников.

В настоящий момент мы не располагаем необходимым количеством материала, чтобы делать окончательные выводы об источнике плавления, результатом которого могло стать появление столь специфических расплавов в районе тройного сочленения плит на северо-востоке Камчатки. Пока можно только констатировать, что в этой интереснейшей с точки зрения геодинамики локации, в зоне заложения глубинных разломов регионального масштаба, вулканическая активность дебютировала гораздо раньше, чем предполагалось. Причем особенности процессов магмогенерации для этих ранне- и среднеплейстоценовых вулканических центров существенно отличаются от параметров, характеризующих вулканизм позднеплейстоцен-голоценового массива Шивелуч. Для детализации условий заложения и истории эволюции магматических очагов, с которыми связаны Байдара и Сёмкорок, необходимы масштабные дополнительные исследования, в том числе, сбор более полных коллекций с учетом всех имеющихся данных.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые изучен состав пород и получены данные об изотопном K–Ar возрасте лав, слагающих горы Сёмкорок и Байдара.

1. Установлено, что все изученные породы гор Сёмкорок и Байдара имеют маркеры островодужного вулканизма, а также геохимические и минералогические характеристики, отличающие их от более поздних вулканитов массива Шивелуч. Для пород горы Байдара характерны дефицит R3Э, LILE и HFSE элементов, Th, U. Породы горы Сёмкорок обеднены легкими R3Э, Nb, Tz, Zr, а также имеют неравновесный минералогический комплекс, к которому, в частности, относится ассоциация оливина и кварца, вероятно, явившийся результатом магматического смешения.

2. Установлено, что излияния лав на г. Байдара происходили в среднечетвертичное время, а не в эоплейстоцене, как считалось ранее. Поскольку г. Байдара представляет собой часть крупного вулканического массива г. Острая, то допустимо предполагать, что около 0.7 млн л.н. вулканизм завершился и в пределах всего массива. Данными о времени начала его активизации мы пока не располагаем.

3. Установлено, что г. Сёмкорок представляет собой останец лав, изливавшихся на западном фланге хр. Кумроч в раннечетвертичное время, а не экструзивный купол позднеплейстоцен-голоценового возраста, относящийся к магматической системе массива Шивелуч.

4. Полученные нами данные о возрасте и особенностях состава лав гор Сёмкорок и Байдара, в частности, характеристик, присущих типично островодужным вулканитам, подтверждают гипотезу, выдвинутую в статье [Шапино, Ландер, 2003], согласно которой северный сегмент современной зоны субдукции мог заложиться в результате приращения полуострова Камчатского мыса около 2 млн л.н. Явная приуроченность вулканических центров к пересечению крупных разломных структур может маркировать эпизоды крупных тектонических перестроек в районе тройного сочленения литосферных плит. Дальнейшие исследования раннечетвертичного вулканизма в районе хр. Кумроч помогут точнее оценить возраст начала магмогенерации на северо-восточной Камчатке.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность рецензентам статьи за высказанные замечания, которые позволили улучшить рукопись.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в соответствии с Госзаданиями по теме ГЕОХИ РАН, ИГЕМ РАН (№ FMMN-2021-0003) и ГИН РАН (№ FMMG-2022-0002) и при финансовой поддержке проекта РФФИ № 20-05-00085 (полевые работы, анализ и написание статьи).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Вольнец О.Н., Пономарева В.В., Цюрупа А.А.* Петрологические и тифрохронологические исследования вулкана Крашенинникова на Камчатке // Известия АН СССР. Серия геол. 1989. № 7. С. 15–31.
- Вольнец О.Н., Бабанский А.Д., Гольцман Ю.В.* Изотопные и геохимические вариации в лавах вулканов северной группы (Камчатка) в связи с особенностями субдукции // Геохимия. 2000. № 10. С. 1067–1083.
- Горбач Н.В., Портнягин М.В.* Геологическое строение и петрология лавового комплекса вулкана Молодой Шивелуч, Камчатка // Петрология. 2011. Т. 19. № 2. С. 140–172.
- Горбач Н.В.* Происхождение и эволюция магм вулканического массива Шивелуч (Камчатка) по геологическим и петролого-геохимическим данным / Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Владивосток, 2013. 172 с.
- Государственная геологическая карта России масштаба 1 : 200 000. Серия Восточно-Камчатская. Лист О-57-XXXVI. Объяснительная записка. М., 1989. 85 с.
- Государственная геологическая карта России масштаба 1 : 200 000. Издание 2-е. Серия Восточно-Камчатская. Лист О-57-XXX (сопка Острая). Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2006. 120 с.
- Иванов Б.В.* Андезиты Камчатки. М.: Наука, 2008. 364 с.
- Лебедев В.А., Чернышев И.В., Чугаев А.В. и др.* Геохронология извержений и источники вещества материнских магм вулкана Эльбрус (Большой Кавказ): результаты K–Ar и Sr–Nd–Pb изотопных исследований // Геохимия. 2010. № 1. С. 45–73.
- Леглер В.А.* Развитие Камчатки в кайнозой с точки зрения теории тектоники литосферных плит // Тектоника литосферных плит (источники энергии тектонических процессов и динамика плит). М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1977. С. 137–169.
- Мелекесцев И.В., Вольнец О.Н., Ермаков В.А. и др.* Вулкан Шивелуч // Действующие вулканы Камчатки. Т. 1. М.: Наука, 1991. С. 84–103.
- Наумов В.Б., Коваленко В.И., Дорофеева В.А., Гирнис А.В., Ярмолюк В.В.* Средний состав магматических расплавов главных геодинамических обстановок по данным изучения расплавных включений в минералах и закалочных стеклах пород // Геохимия. 2010. С. 1266–1288.
- Певзнер М.М., Толстых М.Л., Бабанский А.Д.* Вулканический массив Шивелуч, Камчатка: этапы развития магматической системы (результаты геохронологических и термобарогеохимических исследований) // Вулканология и сейсмология. 2018. № 4. С. 15–25. <https://doi.org/10.1134/S0203030618040065>

- Плечов П.Ю., Щербаков В.Д., Некрылов Н.А. Экстремально магнезиальный оливин в магматических породах // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 12. С. 2129–2147.
- Симакин А.Г., Девятова В.Н., Салова Т.П. и др. Экспериментальное исследование кристаллизации амфибола из высокомагнезиального андезитового расплава вулкана Шивелуч // Петрология. 2019. Т. 27. № 5. С. 476–495.
- Сухов А.Н., Цуканов Н.В., Беляцкий Б.В. и др. Вулканические комплексы тыловой части позднемеловой Ачайваем-Валагинской палеодуги в структуре хребта Кумроч (Восточная Камчатка) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2016. № 4. Вып. 32. С. 20–34.
- Толстых М.Л., Наумов В.Б., Ярмолюк В.В. Адакиты и адакитовые расплавы: составы пород, закалочных стекол и включений в минералах // Петрология. 2017. Т. 25. № 3. С. 299–312.
- Толстых М.Л., Певзнер М.М., Наумов В.Б. и др. Типы расплавов, формировавшихся пирокластические породы различных структурно-возрастных комплексов вулканического массива Шивелуч (Камчатка), по данным изучения включений в минералах // Петрология. 2015. Т. 23. № 5. С. 521–521.
- Толстых М.Л., Смирнова М.Д., Бабанский А.Д. и др. Гора Байдара, первые данные: возраст и геохимические особенности пород // Вулканизм и связанные с ним процессы. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2022. С. 80–83.
- Цуканов Н.В. Тектоно-стратиграфические террейны Камчатской активной окраины: строение, состав и геодинамика // Вулканизм и связанные с ним процессы // Материалы XXV ежегодной научной конференции, посвященной Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2015. С. 97–103.
- Чернышев И.В., Бахарев А.Г., Бортников Н.С. и др. Геохронология магматических пород района золоторудного месторождения Нежданинское (Якутия, Россия): U-Pb, Rb-Sr, Sm-Nd изотопные данные // Геология рудных месторождений. 2012. Т. 54. № 6. С. 487–512.
- Шапиро М.Н., Ландер А.В. Формирование современной зоны субдукции на Камчатке // Очерки геофизических исследований “К 75-летию Объединенного института физики Земли им. О.Ю. Шмидта”. М.: ОИФЗ РАН, 2003. С. 338–344.
- Шапиро М.Н., Соловьев А.В. Кинематическая модель формирования Олюторско-Камчатской складчатой области // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 8. С. 863–880.
- Calkins J.A. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of Khapitsa plateau and Studyonaya River basalts and basaltic andesites in Central Kamchatka Depression, Kamchatka, Russia // IV International Biennial Workshop on Subduction Processes Emphasizing the Japan–Kurile–Kamchatka–Aleutian Arcs, August 21–27, 2004. Petropavlovsk-Kamchatsky: Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, 2004. P. 53–54.
- Castillo P.R. An overview of adakite petrogenesis // Chinese Science Bulletin. 2006. V. 51. № 3. P. 257–268.
- Defant M.J., Drummond M.S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // Nature. 1990. № 347. P. 662–665.
- Fujita K., Koz'min B.M., Mackey K.G. et al. Seismotectonics of the Chersky Seismic Belt, eastern Sakha Republic (Yakutia) and Magadan District, Russia // Stephan Mueller Spec. Publ. Ser. 2009. V. 4. P. 117–145. www.stephan-mueller-spec-publ-ser.net/4/117/2009/
- Gorbach N., Portnyagin M., Tembrel I. Volcanic structure and composition of Old Shiveluch volcano, Kamchatka // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2013. V. 263. P. 193–208.
- Humphreys M.C.S., Blundy J.D., Sparks R.S.J. Magma evolution and open-system processes at Shiveluch Volcano: insights from phenocryst zoning // Journal of Petrology. 2006. V. 47. № 12. P. 2303–2334.
- Karandashev V.K., Turanov A.N., Orlova T.A. et al. Use of the inductively coupled plasma mass spectrometry for element analysis of environmental objects // Inorganic Materials. 2008. V. 44. P. 1491–1500. <https://doi.org/10.1134/S0020168508140045>
- Le Maitre R.W. Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge, New York, Melbourne, 2002. 236 p.
- Ponomareva V., Portnyagin M., Pevzner M. et al. Tephra from andesitic Shiveluch volcano. Kamchatka. NW Pacific: chronology of explosive eruptions and geochemical fingerprinting of volcanic glass // International Journal of Earth Sciences. 2015. V. 104. P. 1459–1482. <https://doi.org/10.1007/s00531-015-1156-4>
- Ridolfi F., Renzulli A., Puerini M. Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2010. V. 160. P. 45–66. <https://doi.org/10.1007/s00410-009-0465-7>
- Rutherford M.J., Hill P.M. Magma ascent rates from amphibole breakdown: an experimental study applied to the 1980–1986 Mount St. Helens eruptions // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 1993. P. 19667–19685. <https://doi.org/10.1029/93JB01613>
- Staiger R.H., Jager H. Subcommittee on Geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth and Planet. Sci. Lett. 1977. V. 36. № 3. P. 359–362.
- Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geological Society. London. Special Publications. 1989. V. 42. P. 313–345.

Volcanism of the Initial Stage of Subduction of the Northern Part of the Pacific Plate (Kamchatka Peninsula, Kumroch Ridge)

**M. L. Tolstykh^{1, *}, A. D. Babansky², M. D. Smirnova², M. M. Pevzner³, V. A. Lebedev²,
Yu. O. Larionova², Yu. V. Kuscheva³, and A. V. Parfenov²**

¹*Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry of RAS, Kosygina str., 19, Moscow, 119334 Russia*

²*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS,
Staromonetny lane, 35, Moscow, 119017 Russia*

³*Geological Institute RAS, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia*

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

We studied whole rocks compositions of the Baydara and Semkorok Mountains, which are located at the north-western part of Kumroch Ridge. Rocks are represented by Amf-Px basaltic andesites and andesites, and have microelements distribution typical for island-arc type of rocks. Some mineralogical and geochemical characteristics of the studied lavas of the Baydara Mt. (low concentrations of K₂O, all REE, LILE, Th and U) and the Semkorok Mt. (low LREE concentrations) make them principally different from the rocks of the located nearby Late Pleistocene-Holocene Shiveluch volcanic massif. Isotopic K-Ar age of lavas (0.7 Ma for Baydara and 1.3 Ma for Semkorok) allow us to propose that their eruptions might be caused by the initial phase of the northern segment of the Pacific plate subduction. The Early Paleocene age (~62 Ma) of the Khapitsa series rocks, which compose north-western part of Kumroch Ridge, is confirmed for the first time by the isotopic-geological methods.

Keywords: Kamchatka, Pleistocene, andesites, subduction