

АНКАРАМИТЫ ГОРНОГО АЛТАЯ: МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДИОПСИД-ПОРФИРОВЫХ БАЗАЛЬТОВ УСТЬ-СЕМИНСКОЙ СВИТЫ

Н. Кхлиф^{1,3}, А.В. Вишневецкий^{1,2}, А.Э. Изох^{1,2}

¹Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 1, Россия

²Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

³Al-Furat University, Deir ez-Zur, Syria

Рассматриваются минеральный состав, петрография и петрохимия среднекембрийских диопсид-порфировых базальтов усть-семиинской свиты Горного Алтая в сопоставлении с анкарамидами, проявленными в различных геодинамических обстановках. Базальты усть-семиинской свиты обогащены вкрапленниками высокомагнезиального клинопироксена Mg# до 94 (от 20 до 40—50 об. %) с высоким содержанием Cr₂O₃ до 1.11 мас. %, располагающимися в клинопироксен-плаггиоклазовой микролитовой основной массе. Помимо вкрапленников клинопироксена наблюдаются редкие вкрапленники сосюритизированного плаггиоклаза (An₄₉₋₇₁), оливина, замещенного вторичными минералами, амфибола с Mg# = 55.7—68.2 и хромшпинели с хромистостью Cr# = 36.2—41.7. Включения хромшпинели в высокомагнезиальном клинопироксене имеют более высокую хромистость (Cr# до 72.8). Базальты усть-семиинской свиты весьма неоднородны по химическому составу и делятся на две основные группы: высококальциевую (MgO = 7.98—14.77 мас. % и CaO/Al₂O₃ = 1.0—1.8) и низкокальциевую (MgO = 2.84—9.89 мас. % и CaO/Al₂O₃ = 0.2—0.9). Сопоставление полученных данных по высококальциевым базальтам усть-семиинской свиты с анкарамидами в проведенном нами обзоре позволяет относить их к этому типу пород. Низкокальциевые базальты усть-семиинской свиты, вероятно, образовались в результате фракционирования анкарамидового расплава в промежуточных камерах. Образование анкарамидов Горного Алтая связано с плавлением верлитизированной надсубдукционной литосферной мантии на этапе закрытия Палеоазиатского океана.

Анкарамид, высококальциевая магма, клинопироксен, Cr-диопсид, урало-алаянский тип, островодужный магматизм, аккреционный магматизм, средний кембрий, Горный Алтай.

ANKARAMITES OF GORNY ALTAI: MINERALOGICAL, PETROGRAPHIC, AND PETROCHEMICAL FEATURES OF DIOPSIDE PORPHYRY BASALTS OF THE UST'-SEMA FORMATION

N. Khlif, A.V. Vishnevskiy, and A.E. Izokh

The mineral composition, petrography, and petrochemistry of middle Cambrian diopside porphyry basalts of the Ust'-Sema Formation in Gorny Altai are considered in comparison with ankaramites of different geodynamic settings. The basalts of the Ust'-Sema Formation are enriched in phenocrysts of high-Mg clinopyroxene (Mg# ≤ 94) (20 to 40–50 vol.%) with a high content of Cr₂O₃ (up to 1.11 wt.%), enclosed in the clinopyroxene–plagioclase microlitic groundmass. In addition, there are minor phenocrysts of saussuritized plagioclase (An₄₉₋₇₁), olivine replaced by secondary minerals, amphibole with Mg# = 55.7–68.2, and Cr-spinel with Cr# = 36.2–41.7. Inclusions of Cr-spinel in high-Mg clinopyroxene are richer in Cr (Cr# ≤ 72.8). The basalts of the Ust'-Sema Formation are chemically heterogeneous and are subdivided into two main groups: high-Ca (MgO = 7.98–14.77 wt.% and CaO/Al₂O₃ = 1.0–1.8) and low-Ca (MgO = 2.84–9.89 wt.% and CaO/Al₂O₃ = 0.2–0.9). The obtained data on the high-Ca basalts of the Ust'-Sema Formation show that the rocks are similar to the reviewed ankaramites and thus can be assigned to this type of rocks. The low-Ca basalts of the Ust'-Sema Formation might have resulted from the fractionation of ankaramitic melt in intermediate magma chambers. The Gorny Altai ankaramites formed through the melting of the wehrlitized suprasubduction lithospheric mantle during the closure of the Paleoasian Ocean.

Ankaramite, high-Ca magma, clinopyroxene, Cr-diopside, Ural–Alaskan type, island arc magmatism, accretionary magmatism, middle Cambrian, Gorny Altai

ВВЕДЕНИЕ

Весьма дискуссионной является природа базитового магматизма венд-раннепалеозойского этапа развития Алтае-Саянской складчатой области, в частности среднекембрийских диопсид-порфировых базальтов усть-семинской свиты Горного Алтая [Buslov et al., 1993, 2001; Гибшер и др., 1997; Добрецов и др., 2004; Зыбин, 2006; Симонов и др., 2010; Сафонова и др., 2011]. Они характеризуются большим количеством вкрапленников клинопироксена (их объемная доля достигает в отдельных случаях 40–50 %). Некоторыми авторами эти породы были отнесены к бонинитам, поскольку они характеризуются высокими содержаниями кремнезема и магния, а также никеля и хрома [Добрецов и др., 2004]. Однако, согласно критериям Международной комиссии по систематике изверженных пород (IUGS), эти породы нельзя считать бонинитами, а следует относить к базальтам, обогащенным вкрапленниками диопсида — диопсид-порфировым базальтам [Гибшер и др., 1997]. Согласно современной международной систематике и классификации изверженных горных пород, вулканические породы, в которых пироксен преобладает над оливином, относятся либо к анкарамитам, либо к бонинитам [Le Maitre et al., 2002]. Для бонинитов (как высоко-, так и низкокальциевых) характерен ортопироксен (энстатит или бронзит) или клиноэнстатит, а для анкарамитов — клинопироксен (диопсид) [Della-Pasqua, Varne, 1997; Le Maitre et al., 2002].

Существование и происхождение анкарамитовой (высококальциевой) магмы является объектом активной и длительной дискуссии [Barsdell, Berry, 1990; Della-Pasqua, Varne, 1997; Schiano et al., 2000; Kogiso, Hirschmann, 2001; Green et al., 2004; Portnyagin et al., 2005a,b; Médard et al., 2006; Elburg et al., 2007; Marchev et al., 2009; Sorbadere et al., 2013]. Эта магма представлена как собственными лавами (т. е. вулканическими породами), обогащенными вкрапленниками клинопироксена, так и высококальциевыми расплавленными включениями во вкрапленниках оливина или клинопироксена из анкарамитов или базальтов [Schiano et al., 2000]. Большой интерес к проблеме диагностики и выделения анкарамитов связан с тем, что родоначальной магмой для платиноносных габбро-пироксенит-дунитовых массивов урало-аляскинского типа некоторыми авторами предполагаются именно анкарамиты [Irvine, 1973; Пушкарев и др., 2018]. При изучении вулканогенных пород ирендыкской свиты в составе Гадельшинской и Карсаклыктаусской палеовулканических построек в составе меланжа Западно-Магнитогорской зоны в районе дер. Абзаково на Южном Урале Е.В. Пушкаревым и И.А. Готтман [2016] были обнаружены и изучены клинопироксеновые порфириты с необычайно высокой долей вкрапленников, количество которых достигает 25–35 % и более. Этими породами сложены вулканические бомбы разного размера в составе туфобрекчий. Они встречаются также в виде субвулканических тел, штоков, даек. Подобные особенности проявления характерны и для диопсид-порфировых базальтов усть-семинской свиты. Особенности эволюции состава клинопироксенов и хромшпинелидов ирендыкских порфиритов совпадают как с типичным анкарамитовым трендом, так и с первично-магматическим трендом эволюции хромшпинелида в дунит-клинопироксенитовых комплексах урало-аляскинского типа, что подтверждает идею о том, что анкарамиты могут представлять собой первичную магму для платиноносных массивов [Пушкарев, Готтман, 2016]. Более того, во вкрапленниках хромшпинели из анкарамитов Урала были обнаружены включения изоферроплатины, что является прямым доказательством их комагматичности платиноносным интрузивам Урала [Готтман и др., 2016]. В Алтае-Саянской складчатой области — в Кузнецком Алатау, в Горной Шории и на Салаире — установлены золото-ферроплатиновые россыпи [Изох и др., 2004; Жмодик и др., 2016]. Особенности состава платины в них не оставляют сомнения, что россыпная платиновая провинция обязана своим происхождением телам, генетически близким по составу к интрузивам урало-аляскинского типа, однако коренные источники платины не установлены [Толстых, 2004]. В Западной Монголии россыпи ферроплатины удалось связать с раннекембрийской ургунурской пикрит-базальтовой вулканоплутонической ассоциацией, в составе которой принимают участие и диопсид-порфировые базальты, весьма схожие с породами усть-семинской свиты [Оюунчимэг и др., 2009; Изох и др., 2010].

Цель статьи — показать, что по ряду минералого-петрографических и петрохимических особенностей часть диопсид-порфировых базальтов усть-семинской свиты следует классифицировать как анкарамиты. Для этого необходимо выявить характеристики анкарамитов и провести сопоставление с изучаемыми объектами. В качестве последних выбраны наиболее хорошо сохранившиеся и детально исследованные палеовулканические постройки: Бийкинская и Усть-Семинская [Buslov et al., 1993; Гибшер и др., 1997; Зыбин, 2006; Симонов и др., 2010; Сафонова и др., 2011].

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЯ ДИОПСИД-ПОРФИРОВЫХ БАЗАЛЬТОВ УСТЬ-СЕМИНСКОЙ СВИТЫ

Усть-семинская свита входит в состав катунского аккреционного комплекса (северная часть Горного Алтая), интерпретированного как часть аккреционной призмы Кузнецко-Алтайской островной дуги, сформированной на окраине Сибирского континента в результате поздненеопротерозойско-кембрийской субдукции коры Палеоазиатского океана [Buslov et al., 2001; Добрецов и др., 2004].

Основной объем базальтов усть-семинской свиты сосредоточен в двух вулканических постройках центрального типа: Усть-Семинской в северо-западной части Катунской зоны и Бийской — в юго-восточной (рис. 1). Бийкинская постройка обнажается вдоль р. Катунь между реками Чобурак, Бийка, Тым-

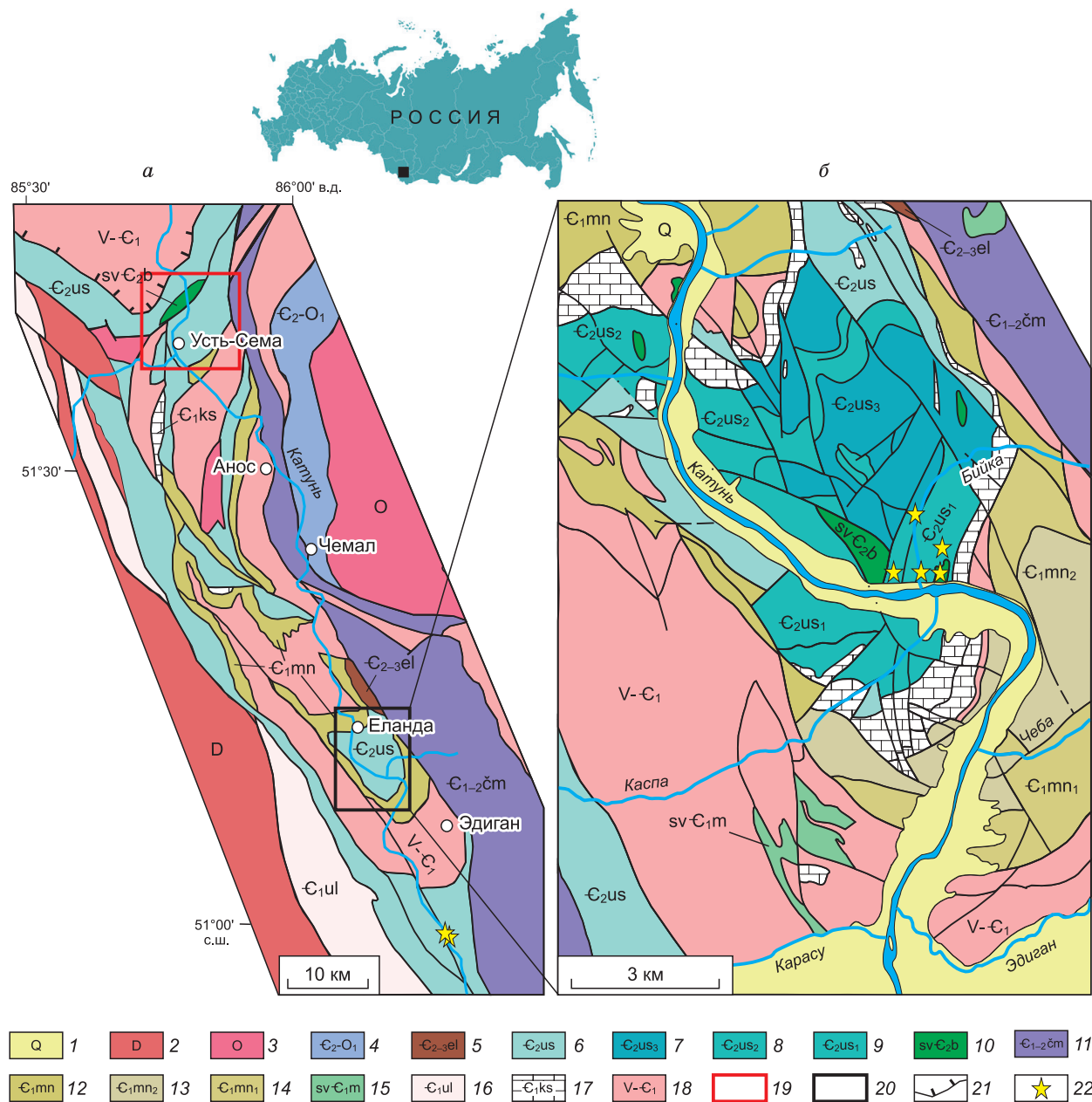


Рис. 1. Геологическая схема северной части Горного Алтая, по [Федак и др., 2011] с упрощениями (а), геологическая схема Бийкинской вулканической постройки усть-семинской свиты Горного Алтая, по [Зыбин, 2006] с упрощениями (б).

1 — четвертичные отложения; 2 — девонские отложения; 3 — ордовикские отложения; 4 — мощная флишоидная толща горно-алтайской серии; 5 — алевролиты, песчаники и сланцы еландинской свиты; 6–9 — усть-семинская свита: 6 — нерасчлененная, 7 — верхняя толща (поздний этап вулканизма): пироксеновые, плагиоклаз-пироксеновые базальты и кластолавы, 8 — средняя толща (2-я фаза): ортотуфиты, туфиты, туфы и туфобрекчии, 9 — нижняя толща (1-я фаза): пироксеновые и пироксен-плагиоклазовые базальты; 10 — барангольский комплекс (линейные трещинные тела и штоки габбро, пироксенитов и диоритов); 11 — алевролиты, кремнисто-глинистые сланцы чемальской свиты; 12–14 — манжерокская свита: 12 — нерасчлененная, 13 — верхняя подсвита: красноцветные афировые и мелкопорфировые плагиоклазовые базальты, 14 — нижняя подсвита: зелено-темноцветные афировые и мелкопорфировые базальты; 15 — субвулканические тела нижнего кембрия; 16 — кремнисто-карбонатно-вулканогенные фации улусчергинской свиты; 17 — каспийская серия: объединяет чепошскую и шашкунарскую свиты, алевролиты, кремнисто-глинистые сланцы и глинистые известняки; 18 — венд-раннекембрийские отложения; 19, 20 — вулканические постройки усть-семинской свиты: 19 — Усть-Семинская, 20 — Бийкинская (район исследования); 21 — надвиги; 22 — места отбора образцов.

кескен и Карасу и имеет почти изометричную форму (6.0×8.5 км) (см. рис. 1, б). Базальты слагают также Анос-Емурлинскую линейную постройку между двумя вулканическими аппаратами [Зыбин, 2006], образуя совместно полосу протяженностью более 90 км (см. рис. 1). В составе свиты присутствуют потоки пироксен-порфировых и пироксен-плагиоклаз-порфировых базальтов, их дифференциатов, лавокластиков, кластолав и туфов. Здесь необходимо отметить, что базальты усть-семинской свиты из разных построек и удаленных выходов петрографически очень схожи по всей Катунской зоне [Зыбин, 2006].

Породы усть-семинской свиты, с одной стороны, залегают на венд-нижнекембрийских образованиях чеповской и манжерокской свит (см. рис. 1), а с другой, — с угловым несогласием перекрываются образованиями еландинской свиты с фауной трилобитов, которая характерна для верхов среднего кембрия [Зыбин, 2006; Федак и др., 2011]. С вулканитами усть-семинской свиты ассоциируют дайки и субвулканические тела ультрабазит-базитовых массивов барангольского комплекса: Апшияхтинского, Еландинского и Барангольского [Гибшер и др., 1997]. Концепции реконструкции геодинамической обстановки формирования этих вулканитов разнятся: на основании анализа их геологической позиции и ассоциации с венд-раннекембрийскими базальтами реконструируется обстановка задугового палеобассейна [Гибшер и др., 1997], а на основании синтеза геохимических и геологических данных предполагается сложный процесс при погружении океанической литосферы в зону субдукции, а затем плавление в надсубдукционной обстановке на границе коры и верхней мантии [Симонов и др., 2010; Сафонова и др., 2011]. Авторами были изучены диопсид-порфировые базальты Бийкинской вулканической постройки усть-семинской свиты и учтены имеющиеся аналитические данные предыдущих исследований [Buslov et al., 1993; Гибшер и др., 1997; Симонов и др., 2010; Сафонова и др., 2011].

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Образцы были отобраны в пределах Бийкинской вулканической постройки усть-семинской свиты в районе р. Бийка (14 образцов из пород ранних этапов формирования вулканической постройки) и удаленных к юго-востоку выходов пород этой свиты (2 образца) (см. рис. 1). Из образцов были изготовлены шлифы и полированные пластинки для петрографических исследований. Отдельные отобранные вкрапленники клинопироксена были смонтированы в шашки из эпоксидной смолы. Шашки и полированные шлифы были исследованы с помощью энергодисперсионного спектрометра (ЭДС) Oxford X-Max 80 на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) Tescan Mira 3 в Центре коллективного пользования многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (ЦКП МИИ СО РАН) на базе ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). Время набора спектра варьировалось в диапазоне 20—30 с, напряжение 20 кВ, ток 10 нА. Погрешность при измерении составляла 0.4—3.0 % для основных компонентов и 4—7 % для элементов-примесей. Предел обнаружения компонентов составил 0.01—0.02 % (3 σ -критерий) [Лаврентьев и др., 2015]. Обработка спектральных данных проводилась с помощью ПО INCA Energy. Валовой состав пород анализировался методом рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) на приборе Thermo Scientific ARL-9900 XP также в ЦКП МИИ СО РАН.

ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ДИОПСИД-ПОРФИРОВЫХ БАЗАЛЬТОВ УСТЬ-СЕМИНСКОЙ СВИТЫ

Базальты Бийкинской вулканической постройки усть-семинской свиты характеризуются серым до темно-серого цвета с зеленым оттенком, массивной текстурой и порфировой структурой (рис. 2, а, б). Структура основной массы чаще всего микролитовая (см. рис. 2, д). Вкрапленниками являются клинопироксен и измененный плагиоклаз (см. рис. 2, а, б, д). Иногда присутствуют полностью измененные вкрапленники оливина и редкие зерна хромшпинели и амфибола (см. рис. 2, в, з, е). Доля вкрапленников клинопироксена в пироксен-порфировых разностях достигает до 50 об. %, а в пироксен-плагиоклаз-порфировых разностях уменьшается (см. рис. 2, а, б).

Клинопироксен. Вкрапленники имеют удлиненно-призматическую форму размером 0.5—2.5 (чаще 2—5) мм, их объемная доля варьирует в пределах 15—25 об. % и может достигать в отдельных случаях 40—50 % (см. рис. 2, а, б; рис. 3, а, з). Большинство вкрапленников отчетливо зональны как в проходящем свете, так и в изображениях в обратнорассеянных электронах (см. рис. 2, а, б; рис. 3, а, з). Ядерные части вкрапленников состоят в основном из диопсида $\text{En}_{42-49}\text{Wo}_{44-48}\text{Fs}_{4-11}$ ($\text{Mg}\# = 92.4-81.7$; $\text{Mg}\# = 100 \cdot \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$) с высоким содержанием Cr_2O_3 (до 1.11 мас. %) и низкими содержаниями (мас. %) TiO_2 (0.13—0.62), Al_2O_3 (0.79—3.97) и Na_2O (до 0.27) (см. рис. 3, в, е; рис. 4, табл. 1). Краевые части состоят из диопсида и авгита ($\text{En}_{34-45}\text{Wo}_{39-51}\text{Fs}_{9-21}$; $\text{Mg}\# = 83.3-66.0$), имеющего более высокие содержания (мас. %): $\text{TiO}_2 = 0.32-1.82$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 2.53-8.99$ и Na_2O до 0.61 и более низкое значение $\text{Cr}_2\text{O}_3 < 0.5$ (см. рис. 3, в, е; рис. 4, табл. 1). В основной массе клинопироксен образует мелкие кристаллы, имеющие высокие содержания (мас. %): Al_2O_3 (1.06—9.60), TiO_2 (0.25—2.19) и Na_2O (до 0.49) и более низкое содержание Cr_2O_3 , не превышающее 0.2, и представлен авгитом и диопсидом (En_{31-49}

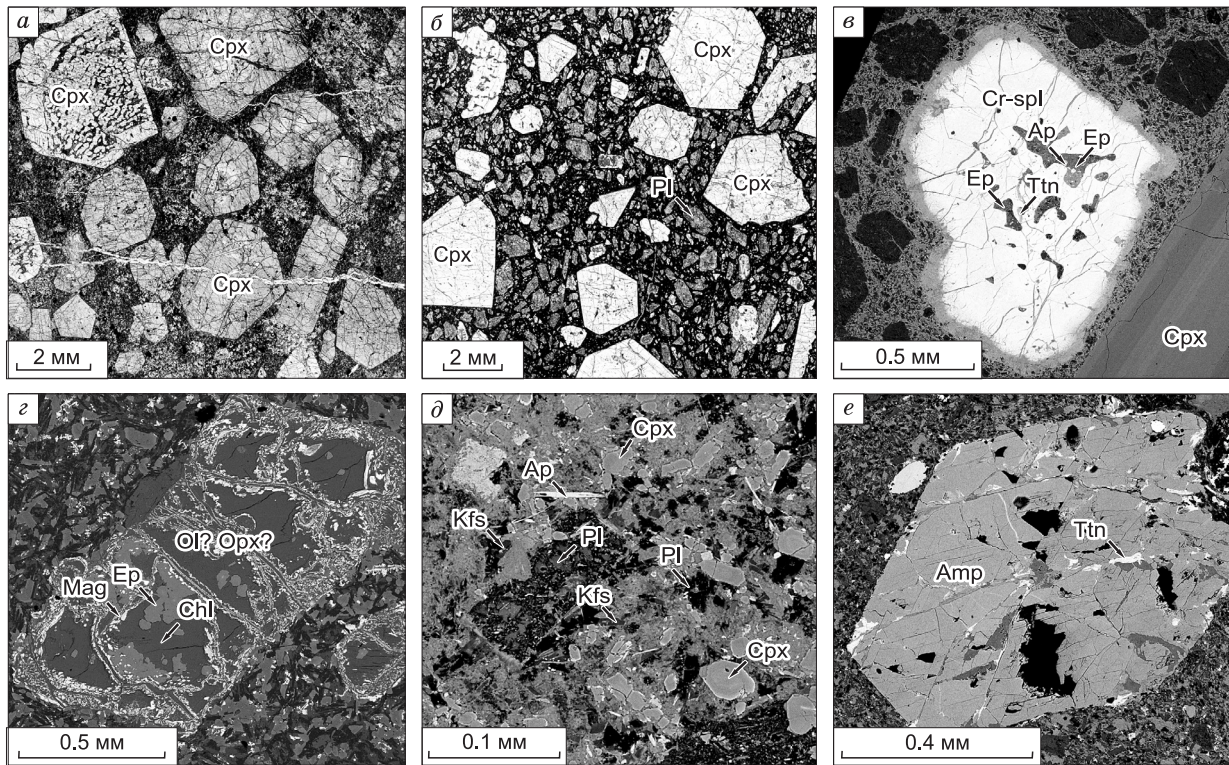


Рис. 2. Микрофотографии диопсид-порфировых базальтов Бийкинской вулканической постройки усть-семинской свиты.

a, б — оптические микрофотографии шлифов в проходящем свете: *a* — вкрапленники клинопироксена в пироксен-порфировых разностях, *б* — мелкие вкрапленники измененного плагиоклаза и вкрапленники клинопироксена в пироксен-плагиоклаз-порфировых разностях; *в–е* — микрофотографии в обратнорассеянных электронах породообразующих минералов: *в* — единственный вкрапленник хромшпинели с включениями эпидота, апатита и титанита, *г* — эпидот-хлоритовые псевдоморфозы по вкрапленникам оливина, *д* — мелкий вкрапленник измененного плагиоклаза и состав основной массы, *е* — вкрапленник амфибола с включением титанита. Индексы минералов: Cpx — клинопироксен, Cr-spl — хромшпинель, Ap — апатит, Ep — эпидот, Ttn — титанит, Ol — оливин, Орх — ортопироксен, Chl — хлорит, Kfs — калиевый палевоый шпат, Pl — плагиоклаз, Amp — амфибол, Mag — магнетит.

$Wo_{28-50}Fs_{7-26}$ с $Mg\# = 80.4—53.3$ (см. рис. 3, *б*; рис. 4, табл. 1). Иногда для вкрапленников наблюдается обратная зональность, от ядра с $Mg\# = 72.8$ до края с $Mg\# = 82.2$, а в краевых частях крупных кристаллов и в мелких зернах — осцилляторная зональность с колебаниями магнезиальности от 69 до 81 во внутренних частях и от 66 до 82 в периферийных. Состав клинопироксенов из Бийкинской постройки при сравнении с составом клинопироксена из Усть-Семинской постройки, по данным [Buslov et al., 1993; Гибшер и др., 1997; Симонов и др., 2010], показывает, что для наиболее ранних клинопироксенов характерна высокая магнезиальность $Mg\#$ до 94, высокое содержание Cr_2O_3 до 1.1 мас. % и весьма низкие содержания TiO_2 (до 0.5 мас. %) и Al_2O_3 (до 3 мас. %) (см. рис. 4, *a–в*).

В целом состав клинопироксена из базальтов усть-семинской свиты демонстрирует отрицательную корреляцию $Mg\#$ с TiO_2 и Al_2O_3 и положительную с Cr_2O_3 (см. рис. 4, *a–в*; табл. 1). Вариации состава Al_2O_3 с $Mg\#$ показывают основной тренд с резким увеличением содержания глинозема от 2–3 мас. % Al_2O_3 в ядрах до 7–9 в каймах вкрапленников с последующим падением до 3–5 мас. % и менее 2 мас. % в микролитах основной массы (см. рис. 4, *б*), что может свидетельствовать о наличии этапа значительного обогащения расплава алюминием с последующим присоединением плагиоклаза к оливин-клинопироксеновой котектике. Однако для некоторых образцов такого значительного накопления глинозема не прослеживается (см. рис. 4, *б*).

Плагиоклаз. Образует мелкие вкрапленники (до 1 мм) в пироксен-плагиоклаз-порфировых разностях, суммарное его количество в некоторых из них достигает до 50 об. % (см. рис. 2, *б*). В пироксен-порфировых разностях плагиоклаз преимущественно представлен в виде микролитов в основной массе. Для вкрапленников типична таблитчатая и удлиненно-таблитчатая формы выделений, а также укороченные относительно их длины микролиты в основной массе (см. рис. 2, *д*). Плагиоклаз в большинстве

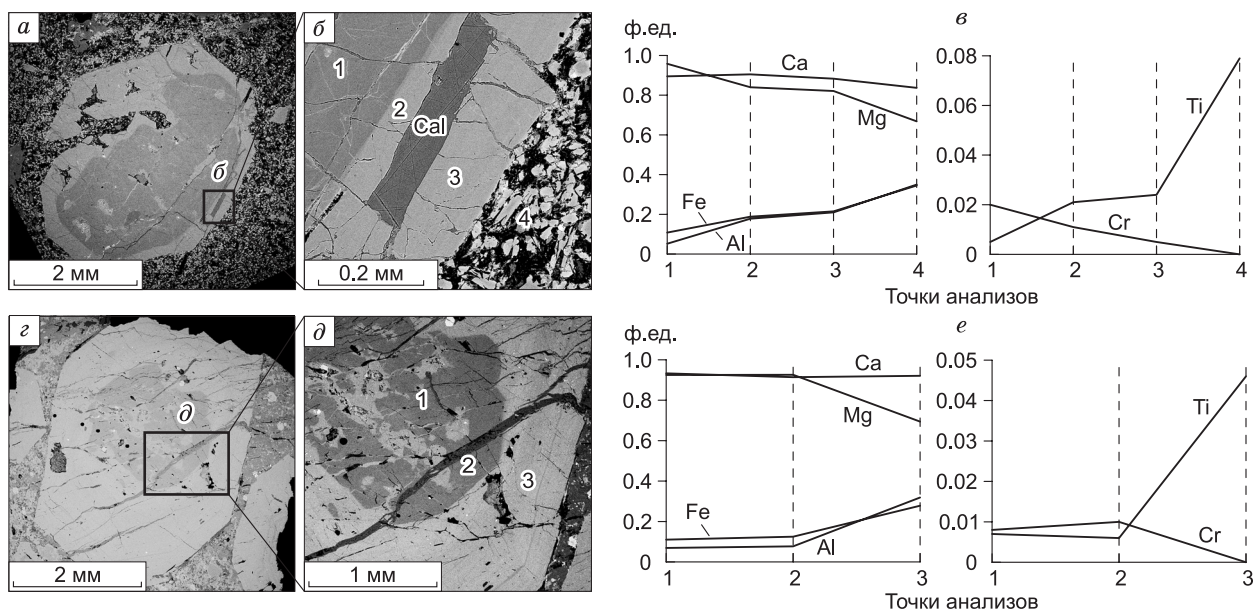


Рис. 3. Вариации состава зональных вкрапленников клинопироксена из диопсид-порфировых базальтов Бийкинской вулканической постройки усть-семиной свиты.

a, г — микрофотографии в обратнорассеянных электронах вкрапленников клинопироксена (общий вид); *б, д* — микрофотографии в обратнорассеянных электронах увеличенного фрагмента краевой части вкрапленников клинопироксена с точками анализов; *е, е* — концентрации элементов (Ca, Mg, Al, Fe, Ti, Cr), пересчитанных на 6 атомов кислорода. Cal — кальцит.

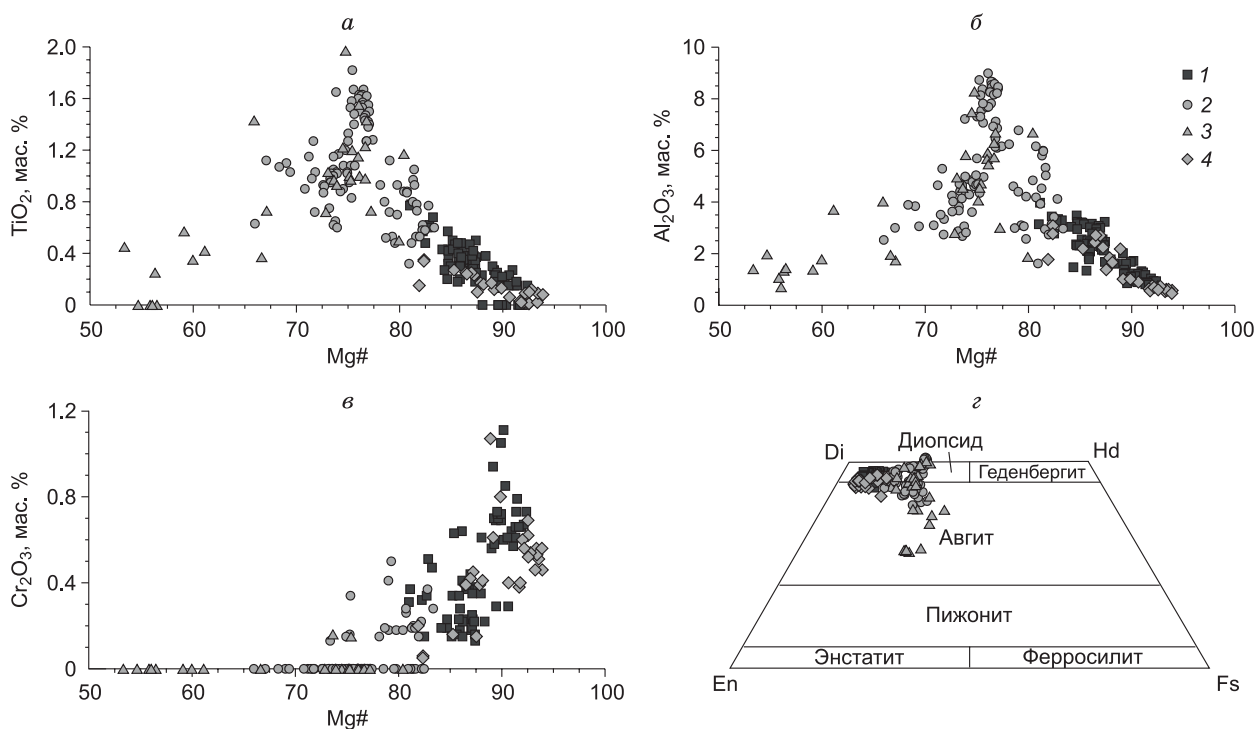


Рис. 4. Состав клинопироксенов из диопсид-порфировых базальтов усть-семиной свиты.

a—в — вариации состава клинопироксена; *г* — классификация пироксенов [Mogimoto, 1988]. *1—3* — из Бийкинской вулканической постройки (собственные данные): *1* — центр вкрапленника, *2* — кайма вкрапленника, *3* — из основной массы; *4* — из Усть-Семиной постройки [Buslov et al., 1993; Гибшер и др., 1997; Симонов и др., 2010].

Таблица 1. Представительные анализы (мас. %) вкрапленников и микролитов клинопироксена из диоксид-порфировых базальтов Бийкинской вулканической постройки усть-семиинской свиты

№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO*	MgO	CaO	Na ₂ O	Сумма	Mg#
1	53.61	н.о.	0.85	0.73	3.43	17.93	22.92	0.20	99.68	90.3
2	52.33	0.38	3.00	0.44	4.49	16.38	23.32	н.о.	100.35	87.0
3	53.36	0.23	1.21	0.29	3.16	17.30	23.84	»	99.39	90.6
4	53.06	0.17	1.68	1.05	3.38	17.26	23.49	0.19	100.28	89.9
5	53.68	н.о.	0.87	0.79	2.83	17.96	23.58	н.о.	99.70	91.5
6	52.59	0.30	1.87	0.23	4.88	16.58	23.06	0.23	99.96	85.8
7	53.36	0.25	1.61	0.29	3.59	16.96	23.81	н.о.	99.87	89.5
8	52.63	0.23	1.78	0.35	4.04	16.82	23.10	0.12	99.07	88.0
9	54.06	0.18	1.21	0.70	3.58	17.74	23.06	0.20	100.74	89.2
10	49.03	0.73	5.03	н.о.	6.57	14.49	22.86	0.24	99.15	81.7
11	46.25	1.62	7.12	»	8.75	12.24	22.60	0.44	99.02	76.8
12	50.77	0.77	4.12	0.37	6.12	15.34	23.00	0.23	100.87	82.8
13	51.15	0.52	2.99	0.19	7.59	15.07	21.83	0.30	99.77	78.7
14	49.21	1.03	3.34	н.о.	10.72	13.17	21.31	н.о.	99.20	71.8
15	45.63	1.63	8.67	»	9.22	11.21	23.27	0.49	100.13	76.4
16	50.25	0.88	4.84	0.18	7.00	14.97	22.40	0.22	100.93	80.4
17	48.67	1.05	4.53	н.о.	9.67	13.48	21.07	0.40	99.21	73.6
18	55.90	н.о.	0.70	»	13.25	16.28	13.18	0.18	99.74	56.0
19	52.35	0.50	1.87	»	7.19	14.64	22.33	0.36	99.25	79.9
20	46.12	1.22	7.48	»	10.09	11.18	23.00	0.39	99.74	74.5
21	47.60	1.23	6.29	»	8.95	12.04	22.95	0.44	99.51	76.7
22	49.01	1.20	4.72	0.15	8.85	13.71	21.21	0.34	99.42	75.4
23	48.78	0.97	4.55	0.16	9.60	13.63	20.93	0.34	99.20	73.6

Примечание. 1—10 — клинопироксены из центра вкрапленников; 11—17 — клинопироксены из каймы вкрапленников; 18—23 — микролиты из основной массы. Здесь и в табл. 2—4: н.о. — не обнаружено, анализы выполнены с помощью ЭДС Oxford X-Мак 80 с СЭМ Tescan Mira 3 в ИГМ СО РАН, г. Новосибирск.

* Содержание двух- и трехвалентного железа представлено в виде суммарного FeO.

случаев полностью сосюритизирован, а в сохранившихся реликтах представлен битовнитом и лабрадором An₄₉₋₇₁ (см. рис. 2, д; табл. 2). Плаггиоклаз основной массы по составу также соответствует битовниту-лабрадору An₅₀₋₇₁ (см. табл. 2).

Амфибол. Установлен в виде редких вкрапленников призматической формы (0.1—0.7 мм), содержание его в одном из изученных образцов достигает 5—10 об. % (см. рис. 2, е). Вкрапленники не обладают зональностью (см. рис. 2, е). Состав отвечает магнезиогастингситу и реже паргаситу (табл. 3). Для амфибола характерна магнезиальность Mg# = 55.7—68.2 с высоким содержанием TiO₂ = 2.32—3.97 мас. % (см. табл. 3).

Хромшпинель. Вкрапленники очень редки, был обнаружен единичный вкрапленник размером < 1 мм (см. рис. 2, в). Минерал чаще встречается в виде мелких включений в клинопироксене (Mg# = 90).

Таблица 2. Представительные анализы (мас. %) вкрапленников и микролитов плаггиоклаза из диоксид-порфировых базальтов Бийкинской вулканической постройки усть-семиинской свиты

№ анализа	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	An
1	54.87	28.88	0.58	н.о.	9.73	4.84	1.11	100.01	49.1
2	50.30	25.87	2.28	0.28	17.25	3.61	0.41	100.00	71.1
3	51.45	29.63	1.33	н.о.	13.39	3.63	0.36	99.78	65.7
4	54.20	28.90	0.58	»	9.88	4.81	0.90	99.27	50.3
5	48.87	31.43	1.51	0.42	14.42	2.85	0.49	99.99	71.5

Примечание. 1, 2 — вкрапленники; 3—5 — микролиты из основной массы.

Таблица 3. Представительные анализы (мас. %) вкрапленников амфибола из диопсид-порфировых базальтов Бийкинской вулканической постройки усть-семинской свиты

№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	Mg#
1	42.53	2.50	11.87	15.31	12.55	11.05	2.20	0.60	98.61	59.4
2	42.64	3.02	12.05	14.41	12.19	11.01	2.18	0.83	98.83	60.1
3	40.18	3.97	12.30	15.66	11.06	11.50	2.26	1.00	98.38	55.7
4	41.01	2.84	12.43	13.64	12.75	11.43	2.31	0.61	97.40	62.5
5	41.03	2.70	12.19	13.89	12.74	11.25	2.25	0.65	97.03	62.0
6	41.16	2.52	11.47	13.33	12.84	11.29	2.25	0.72	95.97	63.2
7	41.59	2.49	11.68	16.26	11.76	11.03	2.14	0.73	98.09	56.3
8	41.57	2.84	12.00	15.67	11.96	11.31	2.31	0.73	98.59	57.6
9	40.67	2.90	13.43	11.45	13.48	11.82	2.09	0.75	96.79	67.7
10	40.13	2.55	14.15	11.78	13.90	12.16	2.13	0.87	97.68	67.8
11	40.13	2.49	14.38	11.76	13.83	12.23	2.10	0.90	97.82	67.7
12	39.24	2.40	14.62	11.55	13.60	12.05	2.09	0.95	96.50	67.7
13	40.65	2.32	13.53	12.25	13.18	12.19	2.01	0.94	97.06	65.7
14	40.31	2.52	14.32	11.91	13.61	12.24	2.05	0.83	97.80	67.1
15	39.79	2.44	14.19	11.63	13.98	12.37	2.12	0.88	97.39	68.2

Примечание. 1—3 — паргаситы; 4—15 — магнезиогастингситы; Mg# = 100 · Mg/(Mg + Fe).

Состав хромшпинели из вкрапленника и включений приведен в табл. 4. Для вкрапленника характерно относительно низкое содержание Cr₂O₃ < 27 мас. % и MgO < 3.75 мас. % с низкими Cr# = 36.2—41.7 и Mg# < 17, при высоком содержании Al₂O₃ = 8.11—12.47 мас. % и TiO₂ = 4.67—5.35 мас. % с высокой Fe# = 30.7—43.6 (см. табл. 4). Однако включениям свойственны высокие Cr# = 69.7—72.8 и Mg# = 51.4—55.4 с низкими Fe# < 13 и TiO₂ < 1 мас. % (см. табл. 4).

Оливин. Вкрапленники редкие (< 5 об. %, обычно до 1—2 об. %) размером до 1 мм (см. рис. 2, з). Он полностью замещен агрегатом хлорита, эпидота и магнетита (см. рис. 2, з).

Основная масса. Состоит из микролитов клинопироксена (авгита и диопсида (En₃₁₋₄₉Wo₂₈₋₅₀Fs₇₋₂₆)) и плагиоклаза (An₅₀₋₇₁) (см. рис. 2, д). Помимо клинопироксена и плагиоклаза наблюдаются ксеноморфные выделения калинатриевого полевого шпата (Ab_{2.5-99.3}Or_{0.8-95.7}), апатита, кварца, мусковита, магнетита и кальцита (см. рис. 2, д).

ПЕТРОХИМИЯ ДИОПСИД-ПОРФИРОВЫХ БАЗАЛЬТОВ УСТЬ-СЕМИНСКОЙ СВИТЫ

Для выявления петрохимических особенностей состава базальтов усть-семинской свиты были отобраны представительные анализы пород, слагающих Бийкинскую и Усть-Семинскую постройки [Гибшер и др., 1997; Сафонова и др., 2011], часть из которых приведена в табл. 5, а также использованы собственные данные по породам Бийкинской постройки. Базальты характеризуются широким диапазоном вариаций содержания кремнезема (SiO₂ = 44.58—56.40 мас. %), и точки их составов на классифи-

Таблица 4. Представительные анализы (мас. %) вкрапленника и включений хромшпинели из диопсид-порфировых базальтов Бийкинской вулканической постройки усть-семинской свиты

№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO*	Fe ₂ O ₃ *	V ₂ O ₃	MnO	MgO	Сумма	Mg#	Cr#	Fe#
1	н.о.	4.67	12.47	26.63	21.06	32.02	н.о.	0.85	3.57	99.16	16.6	40.8	30.7
2	»	4.87	10.35	26.10	22.06	35.59	0.37	1.90	0.45	100.30	2.2	41.7	33.6
3	0.41	5.35	8.11	21.62	27.42	36.25	0.57	1.90	0.39	100.35	1.9	36.2	43.6
4	н.о.	0.87	8.12	54.78	8.84	17.81	0.16	0.48	10.58	100.75	51.4	72.8	11.2
5	»	0.88	8.31	52.62	10.14	16.18	н.о.	0.56	11.29	99.51	55.4	70.5	12.9
6	»	0.97	8.77	52.27	10.19	16.66	н.о.	0.36	11.33	99.68	54.8	69.7	12.9

Примечание. 1—3 — вкрапленник; 4—6 — включения в клинопироксенах; Mg# = 100 · (Mg/(Mg + Fe²⁺)); Cr# = 100 · Cr/(Cr + Al); Fe# = 100 · Fe³⁺/(Fe³⁺ + Al + Cr).

* FeO и Fe₂O₃ пересчитаны из суммарного двухвалентного железа с использованием стехиометрий.

Таблица 5. Представительные анализы (мас. %) базальтов усть-семинской свиты Горного Алтая

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ *	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п	Сумма	CaO/Al ₂ O ₃
Анкарамиты (высококальциевая группа)													
E4053 ¹	49.38	0.27	7.51	9.27	0.20	14.77	13.55	0.80	0.35	0.10	3.76	99.96	1.8
T4043 ¹	49.21	0.46	10.43	10.77	0.22	11.15	13.02	1.80	0.12	0.17	2.60	99.94	1.2
T4048 ¹	50.96	0.50	10.95	10.01	0.19	9.08	12.97	1.96	1.02	0.15	2.08	99.87	1.2
ВІУ-05-17 ³	48.61	1.10	10.45	10.43	0.16	10.97	12.09	2.30	0.49	0.12	2.40	99.33	1.2
ВІУ-04-17 ³	44.78	1.05	13.41	10.95	0.20	8.27	14.48	0.77	1.07	0.37	3.37	99.88	1.1
E4058 ¹	49.16	0.43	10.33	10.71	0.24	11.21	11.01	1.27	0.91	0.13	4.61	100.01	1.1
С-72Ж-04 ²	49.93	0.46	11.31	11.18	0.18	9.33	12.04	1.14	1.24	0.13	2.77	99.70	1.1
E4048 ¹	48.68	0.40	11.77	9.52	0.18	11.58	12.19	1.41	0.67	0.14	3.14	99.68	1.0
T4051 ¹	50.44	0.52	12.68	10.37	0.19	7.98	12.19	1.50	0.98	0.19	2.90	99.94	1.0
Диопсид-порфиновые базальты (низкокальциевая группа)													
ВІУ-01-02-17 ³	46.37	1.00	15.80	9.74	0.16	7.03	11.86	1.78	1.63	0.12	3.68	99.53	0.8
ВІУ-07-15 ³	45.87	1.16	13.97	13.52	0.22	7.94	9.82	2.20	1.30	0.19	3.21	99.63	0.7
ВІУ-08-15 ³	47.09	1.00	14.61	12.04	0.19	7.80	9.47	2.23	2.72	0.18	2.52	100.07	0.6
ВІУ-02-15 ³	46.74	1.17	16.23	10.42	0.18	7.31	10.28	2.14	0.69	0.17	3.87	99.57	0.6
ВІУ-03-15 ³	45.51	1.16	16.86	11.86	0.18	7.67	9.43	1.64	1.78	0.17	3.24	99.76	0.6
ВІУ-06-17 ³	47.02	1.03	17.71	11.08	0.14	6.00	9.61	2.83	1.06	0.20	2.71	99.51	0.5
ВІУ-06-15 ³	47.36	1.24	17.49	11.12	0.21	6.01	8.32	2.28	0.84	0.13	4.23	99.53	0.5
ВІУ-05-15 ³	45.17	0.95	16.38	12.64	0.19	8.44	7.61	3.04	0.80	0.19	4.23	100.01	0.5
ВІУ-04-15 ³	47.89	1.23	17.58	8.61	0.18	8.26	8.13	2.62	1.47	0.23	3.49	99.95	0.5

Примечание. Анализы выполнены на приборе Thermo Scientific ARL-9900 XP в ИГМ СО РАН, г. Новосибирск.

¹ По [Гибшер и др., 1997].

² По [Сафонова и др., 2011].

³ Собственные данные.

*Содержание двух- и трехвалентного железа представлено в виде суммарного Fe₂O₃.

кационной TAS диаграмме расположены в областях базальтов, андезибазальтов, трахибазальтов, реже пикробазальтов и трахиандезибазальтов (рис. 5, а). Характерны также широкие вариации по всем остальным петрогенным компонентам (мас. %): MgO = 2.84—11.58 (в единичном случае 14.77), TiO₂ = 0.27—1.24 (в единичном случае 1.52), CaO = 3.47—14.48, Al₂O₃ = 7.51—21.29, Fe₂O₃ = 6.72—13.52, K₂O = 0.09—4.43, Na₂O = 0.15—4.20 (см. рис. 5, б—е, табл. 5). Вследствие этих особенностей диопсид-порфиновые базальты усть-семинской свиты были разделены на несколько петрохимических групп: высокомагнезиальные, низкоглиноземистые, глиноземистые, титанистые, низкомагнезиальные и калиевые [Гибшер и др., 1997; Сафонова и др., 2011]. Однако в этих работах не принято во внимание повышенное содержание кальция и, соответственно, высокие CaO/Al₂O₃ отношения, типичные для вулканических пород, обогащенных вкрапленниками клинопироксена — анкарамидами (см. рис. 5, б; табл. 5).

На основании этого критерия выделяются две группы базальтов: высококальциевая и низкокальциевая, несмотря на то, что абсолютные значения содержаний CaO в них значительно перекрываются (см. рис. 5, е; табл. 5). Вулканыты низкокальциевой группы имеют относительно высокие содержания (мас. %): SiO₂ (44.58—56.40), Al₂O₃ (12.07—21.29), Fe₂O₃ (6.72—13.52), TiO₂ (0.39—1.52), K₂O (0.09—4.43), Na₂O (0.15—4.20) при низких концентрациях MgO (2.84—9.89), CaO (3.47—13.77) и CaO/Al₂O₃ (0.2—0.9) (см. рис. 5, табл. 5). Породы высококальциевой группы характеризуются относительно высокими содержаниями (мас. %): MgO (7.98—14.77), CaO (11.01—14.48) и CaO/Al₂O₃ (1.0—1.8) при низких концентрациях SiO₂ (44.78—50.96), Al₂O₃ (7.51—13.41), TiO₂ (0.27—1.10), Fe₂O₃ (9.27—11.18), K₂O (0.12—1.24), Na₂O (0.77—2.30) (см. рис. 5, табл. 5).

Кроме анализов валового состава пород, для выяснения петрохимических особенностей этих базальтов были использованы данные по составу гомогенизированных расплавных включений, обнаруженных в высокомагнезиальном клинопироксене (Mg# > 82) в базальтах Усть-Семиной постройки из двух местонахождений: на правом берегу р. Катунь между пос. Усть-Сема и Чепош [Buslov et al., 1993] и в восточной части Чергинского участка, в 16 км к юго-западу от пос. Усть-Сема [Симонов и др., 2010]. Точки составов этих включений в целом расположены в полях базальтов и андезибазальтов (см. рис. 5, а). Гомогенизированные расплавные включения, по данным с Чергинского участка, имеют более ограниченный диапазон составов по всем петрогенным компонентам (SiO₂ = 49.22—50.29, TiO₂ =

= 0.54—0.76, $\text{Na}_2\text{O} = 1.24—1.60$, $\text{MgO} = 7.01—9.48$ мас. % и $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 = 0.9—1.3$) по сравнению с данными с правобережья Катуня ($\text{SiO}_2 = 45.75—56.95$, $\text{TiO}_2 = 0.15—0.63$, $\text{Na}_2\text{O} = 0.72—2.40$, $\text{MgO} = 7.76—14.08$ и $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 = 1.0—1.9$) (см. рис. 5). На классификационной диаграмме TAS точки составов в основном попадают в поле базальтов и смещаются в сторону андезибазальтов (см. рис. 5, а). По соотношению $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (0.9—1.9) составы этих включений близки к породам высококальциевой группы ($\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 = 1.0—1.8$) (см. рис. 5, б). Однако по содержаниям большинства петрогенных элементов (кроме некоторых данных по правобережью Катуня) перекрываются поля составов пород обеих групп (см. рис. 5).

КРИТЕРИИ ВЫДЕЛЕНИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ПРОЯВЛЕНИЯ АНКРАМИТОВ

Термин «анкармит» впервые был предложен французским геологом А. Лакруа в 1916 г. для классификации толщ базальтов в районе коммуны Анкарами на северо-западе Мадагаскара [Lacroix, 1916]. Он предлагал под этим названием объединить породы, близкие к пикритам и ассоциирующие с ними,

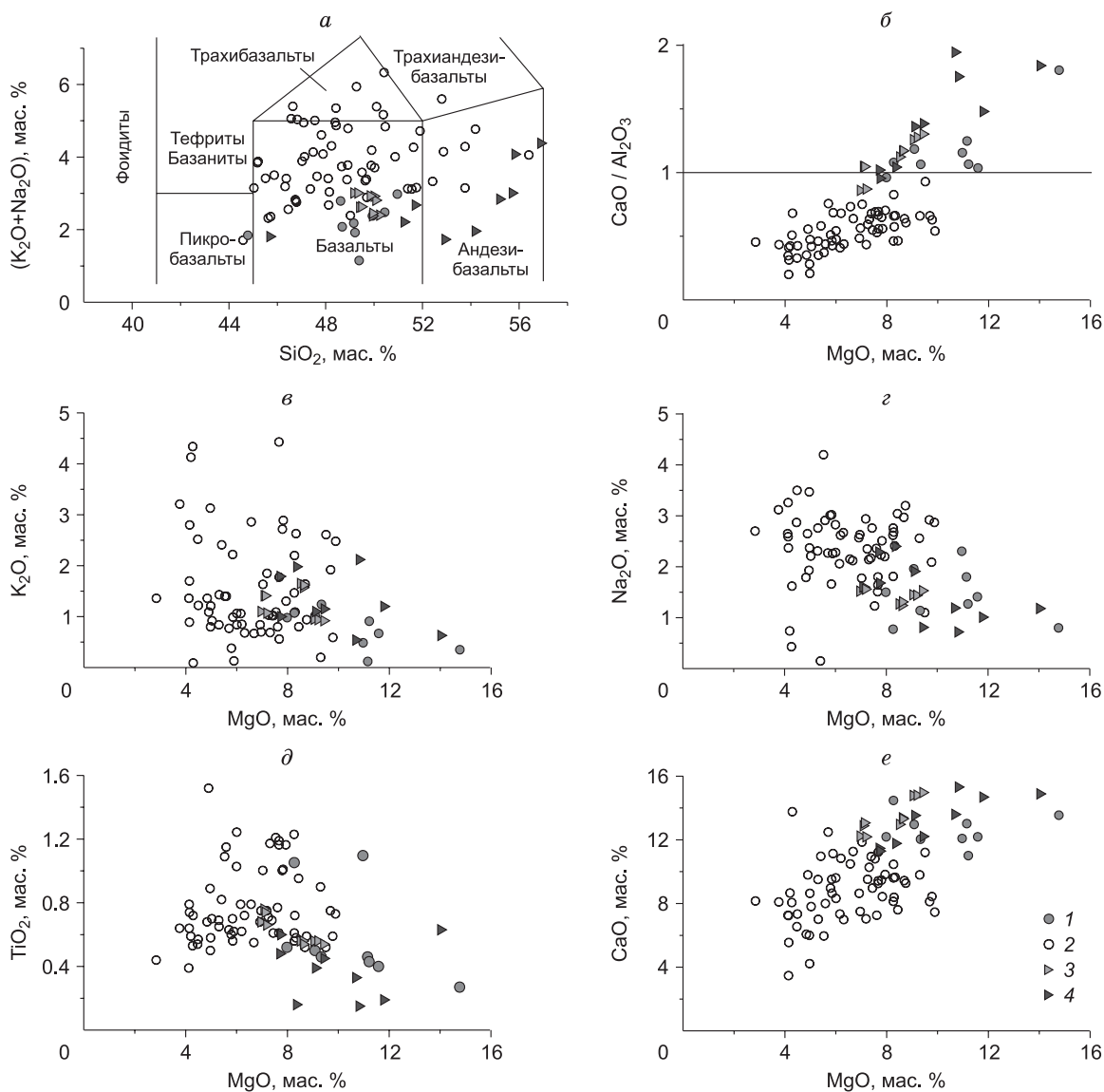


Рис. 5. Классификация и вариации химического состава диопсид-порфировых базальтов усть-семинской свиты.

1, 2 — диопсид-порфировые базальты усть-семинской свиты: 1 — высококальциевая группа (анкармиты), 2 — низкокальциевая группа; 3, 4 — гомогенизированные расплавные включения в клинопироксенах из базальтов усть-семинской свиты: 3 — [Симонов и др., 2010], 4 — [Buslov et al., 1993].

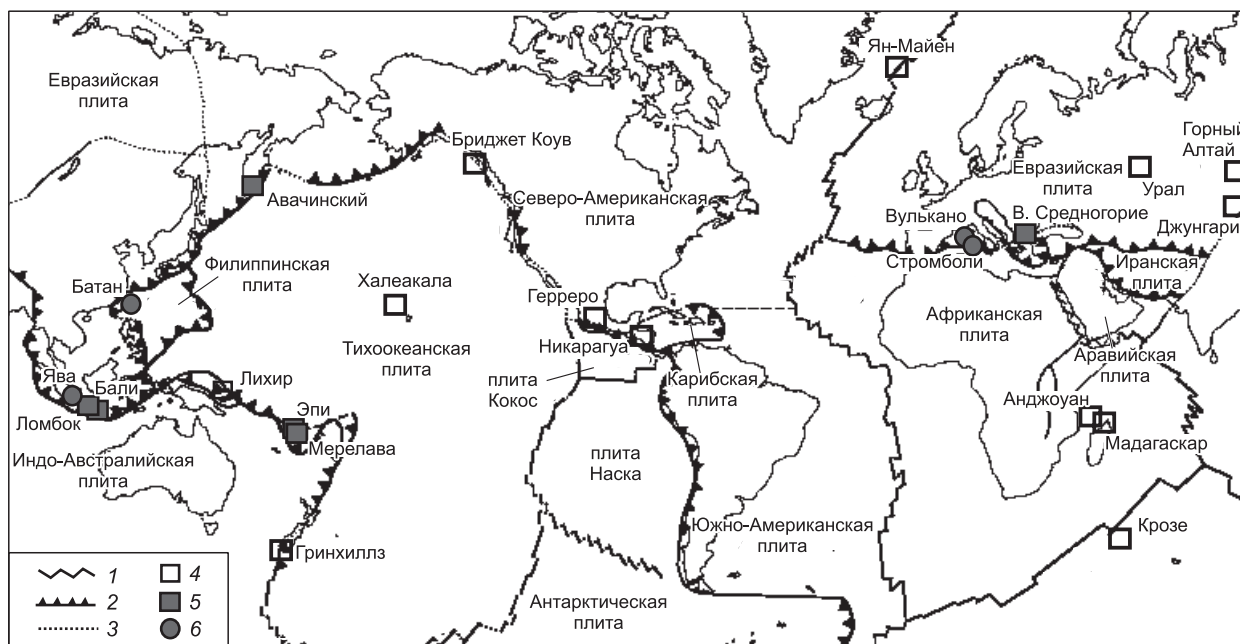


Рис. 6. Проявления анкармитового вулканизма на тектонической схеме, по [Schiano et al., 2000] с изменениями и дополнениями.

1—3 — границы плит: 1 — оси срединно-океанических хребтов, 2 — зоны субдукции, 3 — трансформные разломы; 4—6 — проявления анкармитового вулканизма: 4 — лавы, 5 — лавы с высококальциевыми расплавленными включениями в оливине, 6 — высококальциевые расплавленные включения в оливине.

но немного отличающиеся по химическому составу и более заметно по минеральному составу (в анкармитах пироксен преобладает над оливином, а в пикритах, наоборот). Согласно этим критериям, мадагаскарская формация была признана петротипом для выделения анкармитов [Gunn et al., 1970]. Е.Е. Лазько и Е.В. Шарков [1988] с учетом петрохимии определили анкармиты как умеренно-щелочные пикробазальты, имеющие низкую магнезиальность с содержаниями MgO порядка 15—17 мас. %. Международным союзом геологических наук (IUGS), Подкомиссией по систематике изверженных пород было решено, что анкармитом является порфировый меланократовый базанит с обильными вкрапленниками пироксена и оливина [Le Maitre et al., 2002]. Далее для анкармитов были установлены высокое отношение $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 1$ и минеральный состав: высокомагнезиальный клинопироксен, высокомагнезиальный оливин, хромшпинель и реже основной плагиоклаз [Frey et al., 1978; Рингвуд, 1981; Della-Pasqua, Varne, 1997; Green et al., 2004; и др.].

Анкармиты встречаются в разных геодинамических обстановках, это наглядно иллюстрируется тектонической схемой с нанесенными на нее проявлениями анкармитов (рис. 6). Анкармиты проявлены в молодых и современных островных дугах Индийского, Атлантического и юго-западной окраины Тихого океанов (см. рис. 6), таких как Вануату (острова Мерелава и Эпи) [Barsdell, 1988; Barsdell, Berry, 1990], Зондская (острова Бали и Ломбок) [Della-Pasqua, Varne, 1997; Elburg et al., 2007], Лихир (Папуа—Новая Гвинея) [Kennedy et al., 1990] и Никарагуа в сегменте Коста-Рика—Никарагуа Центрально-Американской зоны субдукции [Carr, Rose, 1984]. Анкармиты в этих дугах ассоциируются с типичными породами островодужных систем, таких как андезитобазальты, трахибазальты, трахиандезиты и реже щелочные базальты. В связи с современными островными дугами на перешейке Авачинского вулкана на южной оконечности Восточного сегмента дуги Камчатка были найдены оливин-клинопироксеновые крупнопорфировые базальты и пикриты, которые традиционно описываются там под названием авачиты [Portnyagin et al., 2005a,b]. Эти вулканиты (по их особенностям) можно рассматривать как анкармиты.

В древних островных дугах были выделены анкармиты в комплексе Гринхиллз (Новая Зеландия) в виде даек [Mossman et al., 2000], на Южном Урале (медведевская свита) в виде даек и лавовых потоков, ассоциированных с трахиандезитами и ультрамафит-мафитовыми массивами урало-аляскинского типа [Пушкарев и др., 2017], в Джунгарии в ассоциации с пикритами, базальтами и андезитобазальтами (Северо-Западный Китай) [Zhang et al., 2008], на Аляске (Бриджет Коув, зал. Бернерс) в ассоциации с ультрамафит-мафитовыми массивами урало-аляскинского типа [Irvine, 1973], в Восточном Среднегорье

(Болгария) в виде лавовых потоков, ассоциированных с абсарокитами и шошонитами [Marchev et al., 2009] и в Герреро (Мексика) в ассоциации с ультрамафическими кумулатами [Ortiz Hernández, 2000] (см. рис. 6).

С внутриплитными обстановками связаны анкармиты Мадагаскара в ассоциации с пикритами [Lacroix, 1916], острова Анджоан (архипелаг Коморских островов) с базальтами, трахибазальтами и трахитами [Flower, 1973], влк. Халеакала (о. Мауи, Гавайи) с толеитовыми и щелочными базальтами [Hammer et al., 2016] и о. Ян-Майен к северу от Исландии с щелочными базальтами [Maaløe et al., 1986]. С зонами СОХ связаны анкармиты о. Восточный (архипелаг Крозе, часть СОХ Индийского океана) с океанитами [Gunn et al., 1970] (см. рис. 6).

Расплавные включения в высокомагнезиальном оливине с отношением $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 1$ были найдены в анкармитах Вануату, Зондской дуги [Della-Pasqua, Varne, 1997], в авачитах (анкармитах) Авачинского вулкана [Portnyagin et al., 2005a,b] и в известково-щелочных базальтах островов Батан (Лусон-Тайваньская дуга) [Schiano et al., 2000], Ява (Зондская дуга) [Sisson, Bronto, 1998], а также Вулькано и Стромболи (Эолийская дуга, Италия) [Gioncada et al., 1998] (см. рис. 6). Расплавные включения в высокомагнезиальном клинопироксене с отношением $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 1$ были обнаружены в анкармитах Вануату, Зондской дуги [Della-Pasqua, Varne, 1997] и, как отмечено выше, в диопсид-порфировых базальтах усть-семинской свиты [Buslov et al., 1993; Симонов и др., 2010]. Проведенный анализ проявлений анкармитов показывает, что высококальциевый вулканизм может проявляться как в субдукционных, так и во внутриплитных обстановках. При этом он совмещается с типичным надсубдукционным или внутриплитным магматизмом.

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АНКРАМИТОВ

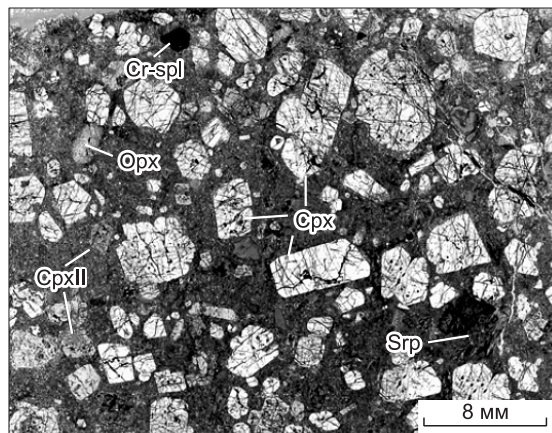
Чтобы выявить детальные минералого-петрографические характеристики анкармитов, были отобраны данные из работ по наиболее детально изученным анкармитам из островодужных систем [Barsdell, Berry, 1990; Della-Pasqua, 1997; Ortiz Hernández, 2000; Zhang et al., 2008; Marchev et al., 2009; Пушкарев и др., 2017] с добавлением данных по авачитам [Portnyagin et al., 2005a] и собственных данных из высококальциевой группы диопсид-порфировых базальтов усть-семинской свиты.

Анкармиты имеют порфировую структуру с вкрапленниками, представленными высокомагнезиальным клинопироксеном, высокомагнезиальным оливином, реже плагиоклазом и хромшпинелью, в микролитовой основной массе из клинопироксена и плагиоклаза (рис. 7).

Клинопироксен. Существует в виде вкрапленников и микролитов основной массы. Суммарное количество вкрапленников превышает 25 об. % (может достигать до 70 об. %), они присутствуют в виде больших идиоморфных кристаллов до 4 см (в среднем 1—6 мм) (см. рис. 2, а; рис. 3, а, з; рис. 7). Большинство вкрапленников обладают прямой зональностью (см. рис. 3, а, з), гораздо реже обратной. Магнезиальность варьирует от 75 до 94 для ядерных частей вкрапленников и уменьшается для более поздних до 53 (рис. 8). По составу клинопироксен представлен диопсидом и авгитом (см. рис. 8, е). Вариации состава показывают отрицательную корреляцию значения $\text{Mg}\#$ с содержаниями TiO_2 , Al_2O_3 и Na_2O и положительную с Cr_2O_3 , CaO и SiO_2 , что характерно для общего тренда эволюции состава клинопироксена при кристаллизации примитивных базальтовых магм (см. рис. 8, а—д). Содержание Al_2O_3 варьирует от 0.5 до 5.0 мас. %, однако для клинопироксенов из проявлений Восточного Среднегорья и, по нашим данным, для усть-семинской свиты может достигать до 9 мас. % (см. рис. 8, б). Для клинопироксенов из анкармитов Урала и Джунгарии и авачитов Авачинского вулкана типично наиболее низкое содержание $\text{Al}_2\text{O}_3 < 3$ мас. % (см. рис. 8, б). Та же тенденция наблюдается для содержаний TiO_2 и Na_2O (см. рис. 8, а, д). Характерной особенностью клинопироксенов для анкармитов является высокая магнезиальность и высокая хромистость (см. рис. 8, з). Содержание Cr_2O_3 достигает 1.1 мас. %, что позволяет классифицировать его как хромдиопсид (см. рис. 8, з).

Рис. 7. Микрофотография анкармитов Южного Урала [Пушкарев и др., 2018].

Срх — вкрапленники хромдиопсида, СрхII — более мелкие вкрапленники диопсида, Орх — хлоритовые псевдоморфозы по вкрапленникам оливина (или ортопироксена), Cr-spl — вкрапленники хромшпинели, Срп — микроксенолит серпентинита.



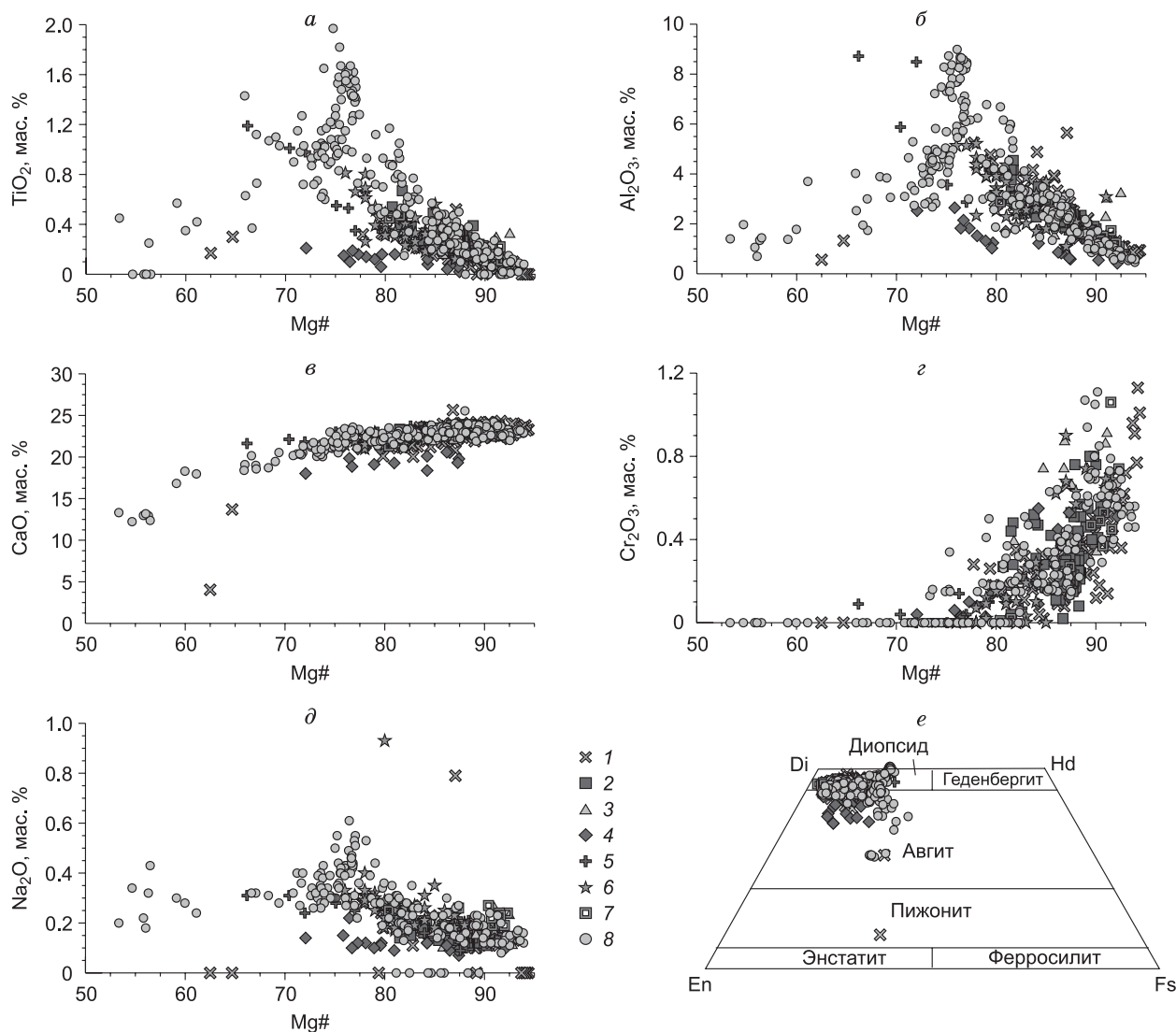


Рис. 8. Вариации состава и классификация клинопироксенов из анкармитов.

a-d — вариации состава клинопироксена; *e* — классификация пироксенов [Morigimoto, 1988]. *1-6* — анкармиты: *1* — Вануату [Barsdell, Berry, 1990; Della-Pasqua, 1997], *2* — Зондская дуга [Della-Pasqua, 1997], *3* — Джунгария [Zhang et al., 2008], *4* — Южный Урал [Пушкарев и др., 2017], *5* — Восточное Среднегорье [Marchev et al., 2009], *6* — Герреро [Ortiz Hernández, 2000]; *7* — авачиты, Камчатка [Portnyagin et al., 2005a]; *8* — высококальциевая группа диопсид-порфириновых базальтов усть-семиинской свиты.

Оливин. Доля вкрапленников оливина варьирует от 3 до 31 об. %, однако не превышает долю клинопироксена. Здесь необходимо отметить, что в анкармитах древних островодужных систем часто описываются вкрапленники оливина (предположительно), которые полностью замещены вторичными продуктами, например, в анкармитах Южного Урала, Восточного Среднегорья и Джунгарии (см. рис. 2, *г*; рис. 7). Состав оливина был изучен в анкармитах современных островных дуг (Вануату и Зондской) и авачитов Камчатки. Оливин образует скелетные, округлые и идиоморфные кристаллы размером 1–6 мм (изредка до 20 мм) и достаточно широко варьирует по составу Fo_{75-92} . Зональность редка, но иногда отмечается обратная. Для него характерно высокое содержание CaO (0.10–0.55 мас. %) и умеренное NiO до 0.3 мас. %. Содержание никеля положительно коррелирует с содержанием форстеритового компонента. Кроме того, в оливине $Fo_{>85}$ достаточно часто отмечаются расплавные включения, на основе изучения которых было установлено существование высококальциевых анкармитовых расплавов ($CaO/Al_2O_3 > 1$).

Плаггиоклаз. Вкрапленники редки (как правило, < 1 об. %) и невелики по размеру (< 1 мм). Встречается преимущественно в виде микролитов в основной массе (см. рис. 2, *д*). Состав вкрапленников изменяется в пределах An_{49-93} (см. рис. 2, *д*, табл. 2). В наиболее мафических разностях плаггиоклаз от-

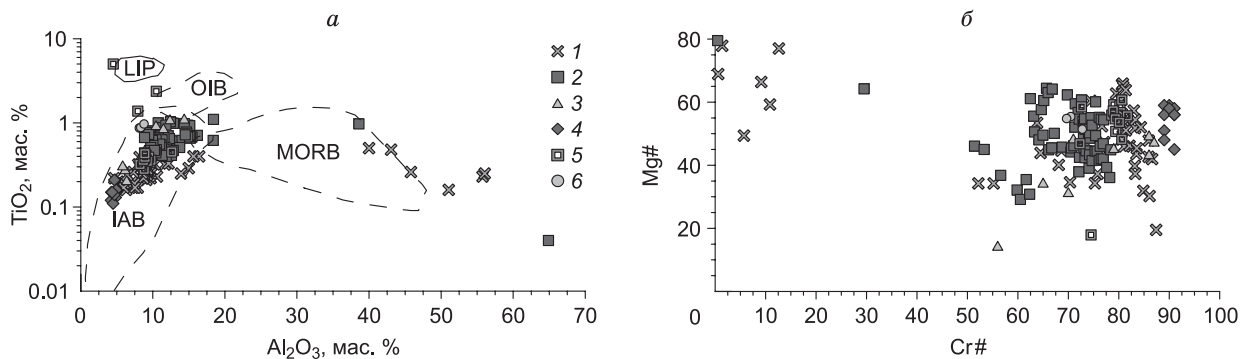


Рис. 9. Вариации состава хромшпинели из анкармитов.

а — вариации Al₂O₃ и TiO₂ в связи с геодинамической обстановкой [Kamenetsky et al., 2001]; *б* — вариации хромистости Cr# = 100·Cr/(Cr + Al) и магнезиальности Mg# = 100·Mg/(Mg + Fe²⁺). 1–4 — анкармиты: 1 — Вануату [Barsdell, Berry, 1990; Della-Pasqua, 1997], 2 — Зондская дуга [Della-Pasqua, 1997], 3 — Джунгария [Zhang et al., 2008], 4 — Южный Урал [Пушкарев и др., 2017]; 5 — авачиты, Камчатка [Portnyagin et al., 2005a]; 6 — высококальцевая группа диопсид-порфириновых базальтов усть-семиинской свиты. IAB — базальты островных дуг; OIB — базальты океанических островов; MORB — базальты срединно-океанических хребтов; LIP — крупные магматические провинции.

существует вовсе (например, в анкармитах Южного Урала). В основной массе состав микролитов может доходить до An₉₀ в наиболее примитивных разновидностях [Barsdell, 1988].

Хромшпинель. Вкрапленники редки и чаще всего отмечаются в виде включений во вкрапленниках высокомагнезиального оливина или высокомагнезиального клинопироксена. Хромистость варьирует в основном от 50 до 90 и может уменьшаться ниже 10 (рис. 9, б). Магнезиальность варьирует в пределах 30—70 и может достигать 80 в низкохромистых разновидностях (см. рис. 9, б). Не исключено, что шпинелиды такого состава могут иметь ксеногенную природу. Вариации Al₂O₃ и TiO₂ показывают, что большинство составов хромшпинелидов попадают в поле типичных островодужных систем (см. рис. 9, а).

Основная масса. Она микролитовая и состоит в основном из клинопироксена (диопсид-авгит и иногда пижонит) и в меньших количествах плагиоклаза An_{70–94}, титаномагнетита и/или оливина (отмечаются достаточно железистые разновидности Fo_{43–49}).

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АНКРАМИТОВ

Для выявления петрохимических характеристик анкармитов были использованы данные по анкармитам из типичных островодужных систем, петротипу анкармитов (Анкарами, Мадагаскар) (табл. 6) и гомогенизированным высококальцевым расплавленным включениям в оливине из анкармитов и базальтов (табл. 1, 2 [Schiano et al., 2000], табл. 3 [Portnyagin et al., 2005b]).

Содержания SiO₂ и MgO в анкармитах варьируют в пределах 43.27—51.74 и 7.98—18.44 мас. % соответственно, и на классификационной диаграмме TAS для высокомагнезиальных вулканических пород они ложатся в поле базальтов, реже пикробазальтов (рис. 10, а; см. табл. 6). Породы высококальцевой группы усть-семиинской свиты, как уже было отмечено, охватывают весь спектр, и точки их состава расположены в полях базальтов, реже пикробазальтов (см. рис. 10, а). По общей щелочности анкармиты Вануату, Южного Урала, Джунгарии, Авачинского вулкана и высококальцевой группы усть-семиинской свиты тяготеют к умеренно-щелочному ряду, тогда как для пород Зондской дуги, Восточного Среднегорья и Мадагаскара — к щелочному ряду (см. рис. 10, а).

Точки состава гомогенизированных высококальцевых расплавленных включений в оливине из анкармитов, базальтов и авачитов расположены в областях базальтов, смещаются в сторону базанитов и тефритов (см. рис. 10, а). Большинство из них попадают в поле пород щелочного ряда (см. рис. 10, а). Напротив, гомогенизированные высококальцевые расплавленные включения в клинопироксене из базальтов усть-семиинской свиты попадают в поле умеренно-щелочного ряда и смещаются по содержанию SiO₂ до 57 мас. % (см. рис. 10, а).

На основе детального изучения состава гомогенизированных высококальцевых расплавленных включений в анкармитах и базальтах из разных мест проявлений по щелочности были предложены два различных высококальцевых расплава [Schiano et al., 2000; Kogiso, Hirschmann, 2001]: гиперстен-нормативный, насыщенный кремнеземом и недосыщенный калием, в зонах срединно-океанических хребтов, задуговых бассейнах и на океанических островах и нефелин-нормативный, недосыщенный кремнеземом, насыщенный калием, в островодужных (шошонитовых) сериях.

Таблица 6. Представительные анализы (мас. %) анкармитов, использованных в этой работе

Место отбора проб	Ссылка	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п	Сумма	CaO/Al ₂ O ₃
Мадагаскар	[Lacroix, 1916]	45.84	3.00	7.45	11.13	—	16.76	12.64	1.38	0.99	0.42	0.42	100.20	1.7
»	»	43.27	1.25	7.54	8.27	—	17.65	13.72	1.26	1.14	0.38	4.54	100.54	1.8
Джунгария, Китай	[Zhang et al., 2008]	50.66	0.50	9.51	9.33	0.21	16.64	10.03	1.64	0.84	0.26	5.45	99.62	1.1
»	»	49.65	0.49	10.25	10.19	0.19	15.74	9.86	1.67	1.23	0.24	3.91	99.51	1.0
»	»	49.72	0.48	9.84	10.54	0.20	15.46	10.24	1.90	0.86	0.24	4.01	99.48	1.0
»	»	50.89	0.46	9.92	10.27	0.23	14.75	9.76	2.07	0.99	0.25	4.35	99.59	1.0
»	»	50.54	0.41	8.96	10.33	0.20	17.54	9.14	0.48	1.85	0.24	5.54	99.69	1.0
»	»	51.74	0.41	8.39	9.34	0.21	18.05	8.82	1.22	1.27	0.24	4.97	99.69	1.1
Мерелава, Вануату	[Della-Pasqua, Varne, 1997]	51.33	0.59	13.10	8.20	0.22	10.67	12.45	1.78	0.35	0.07	0.62	98.76	1.0
»	»	50.20	0.46	10.30	8.08	0.17	13.71	13.69	1.60	0.38	0.05	0.90	98.64	1.3
Эпи, Вануату	[Barsdell, Berry, 1990]	48.20	0.45	13.80	9.72	0.17	10.50	14.20	1.26	0.37	0.07	0.10	99.92	1.0
»	»	47.80	0.43	13.60	9.54	0.18	10.70	14.20	1.29	0.35	0.09	0.31	99.55	1.0
»	[Della-Pasqua, Varne, 1997]	48.20	0.39	11.50	8.91	0.16	13.50	14.40	1.05	0.31	0.07	0.10	98.49	1.3
Ринджани, Зондская дуга	»	47.95	0.83	13.78	10.16	0.17	10.61	13.14	1.78	1.20	0.21	—	99.83	1.0
»	»	48.32	0.69	10.53	9.19	0.17	14.02	14.38	1.50	0.90	0.15	—	99.85	1.4
Улакан, Зондская дуга	»	46.44	0.56	9.12	10.30	0.20	17.48	11.78	1.22	0.61	0.21	0.41	97.92	1.3
»	»	46.86	0.79	11.84	10.20	0.19	13.30	11.84	1.59	0.94	0.28	0.42	97.83	1.0
Присакмаро-Вознесенская зона, Южный Урал	[Пушкарев и др., 2017]	46.14	0.18	7.01	8.58	0.24	16.60	17.08	0.11	0.01	0.13	3.50	99.97	2.4
»	»	45.43	0.17	6.60	8.47	0.20	17.70	16.79	0.10	0.01	0.11	3.70	99.75	2.5
»	»	46.08	0.16	6.02	8.37	0.19	18.44	16.50	0.10	0.04	0.12	3.40	99.94	2.7
»	»	43.89	0.15	6.24	8.15	0.29	17.68	20.01	0.07	0.00	0.12	3.10	100.30	3.2
»	»	46.32	0.13	6.36	7.70	0.20	15.05	21.12	0.18	0.02	0.06	2.50	100.04	3.3

Примечание. Прочерк — анализ не проводился либо содержание компонента ниже предела обнаружения.

*Содержание двух- и трехвалентного железа представлено в виде суммарного FeO.

На диаграммах анкармиты показывают широкие вариации по содержаниям (мас. %): CaO (8.82—21.12), Al₂O₃ (6.02—13.80) и FeO (6.15—11.13) и относительно узкие по TiO₂ (0.13—1.10) (до 3 мас. % для анкармитов Мадагаскара), Na₂O (0.07—2.30) и K₂O (0.01—1.85) (см. рис. 10, б—ж; табл. 6). Однако гомогенизированные высококальциевые расплавные включения в оливине и клинопироксене характеризуются относительно низкими содержаниями MgO = 4.39—15.85 и CaO = 11.30—18.70 мас. % и высокими содержаниями Al₂O₃ = 6.99—14.23, TiO₂ = 0.15—1.28, Na₂O = 0.72—3.49 и K₂O 0.54—2.12 мас. % (см. рис. 10, б—ж). Наиболее значимо эти включения отличаются от валовых составов анкармитов по содержаниям FeO и SiO₂ (см. рис. 10, е, ж).

В принципе, состав гомогенизированных расплавных включений в ранних минералах анкармитов может и не отвечать напрямую составу захваченных порций расплава [Danyushevsky et al., 2002; Portnyagin et al., 2005b]. Расплавные включения, захваченные при кристаллизации примитивных магм, могут претерпевать в дальнейшем переуравновешивание с минералом-хозяином, частичную раскристаллизацию и декрепитацию при декомпрессии [Portnyagin et al., 2005b], которая сопровождается потерей включениями флюидных компонентов (CO₂ и H₂O) и различного количества остаточного силикатного расплава [Danyushevsky et al., 2002; Portnyagin et al., 2005b]. По сравнению с составом пород состав примитивных расплавов из включений в оливине характеризуется повышенными концентрациями Al₂O₃, Na₂O, K₂O и пониженными — SiO₂ (см. рис. 10). В работе [Portnyagin et al., 2005b] приведено описание методики изучения расплавных включений с учетом этих проблем, в частности для анкармитов (авачитов).

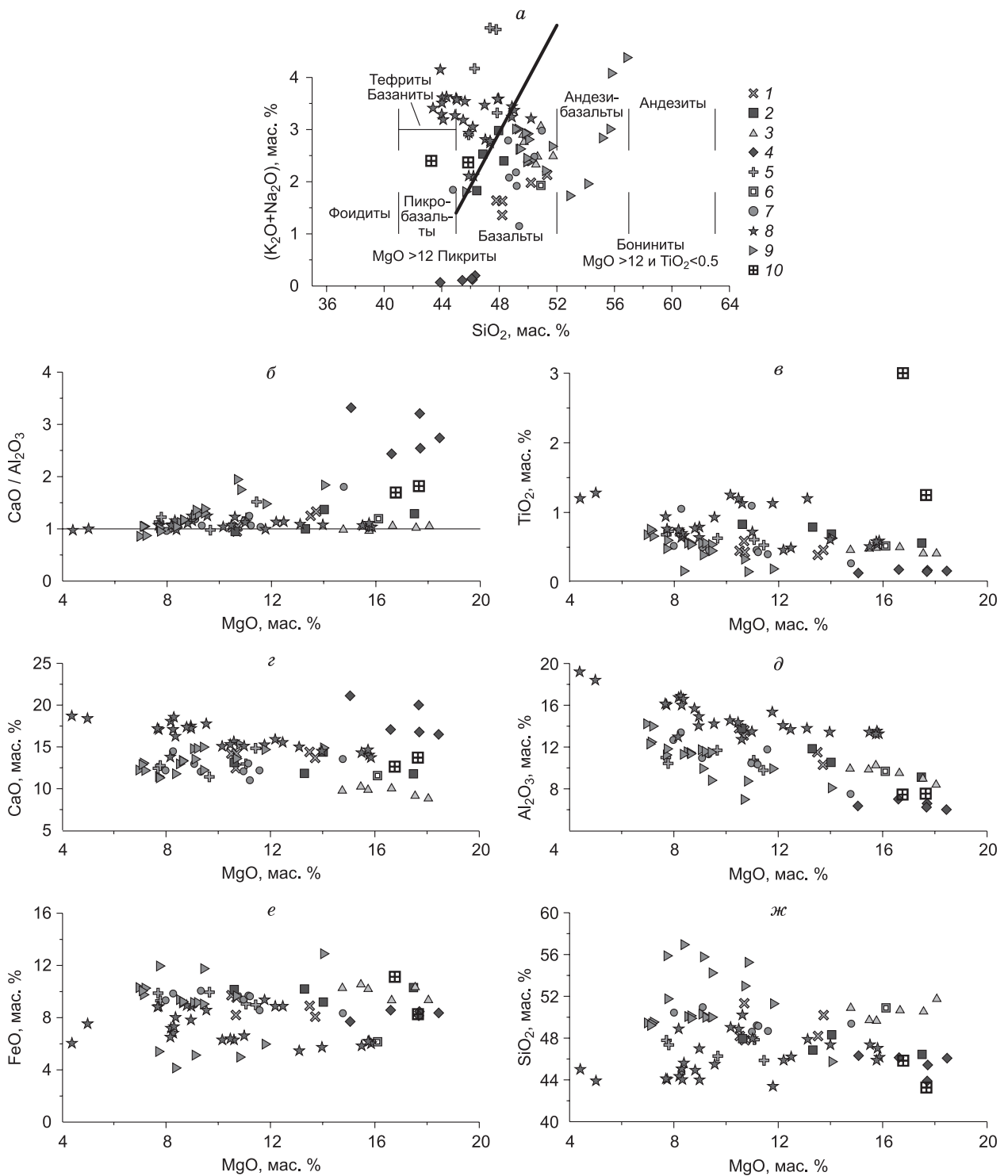


Рис. 10. Классификация и вариации состава анкармитов и высококальциевых расплавных включений.

a — классификационная диаграмма TAS для высокомагнезиальных вулканических пород [Le Maitre et al., 2002], жирной линией отмечено разделение базальтов на умеренно-щелочной и щелочной ряды, по [Le Maitre et al., 2002]; *б–ж* — вариации состава пород. 1–5 — анкармиты: 1 — Вануату [Barsdell, Berry, 1990; Della-Pasqua, Varne, 1997], 2 — Зондская дуга [Della-Pasqua, Varne, 1997], 3 — Джунгария [Zhang et al., 2008], 4 — Южный Урал [Пушкарев и др., 2017], 5 — Восточное Среднегорье [Marchev et al., 2009]; 6 — авачиты, Камчатка (средний состав) [Portnyagin et al., 2005a]; 7 — высококальциевая группа базальтов усть-семиинской свиты, Горный Алтай ([Гибшер и др., 1997; Сафонова и др., 2011] и собственные данные); 8, 9 — гомогенизированные высококальциевые расплавные включения: 8 — в оливине из анкармитов, базальтов и авачитов [Schiano et al., 2000; Portnyagin et al., 2005b], 9 — в клинопироксене из базальтов усть-семиинской свиты [Buslov et al., 1993; Симонов и др., 2010]; 10 — анкармиты Мадагаскара [Lacroix, 1916].

Отличительной петрохимической характеристикой как анкарармитов, так и высококальциевых расплавных включений в оливине или клинопироксене в них является отношение $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 1$, что значительно выше значения 0.8—0.9 для выплавов из верхней мантии и в типичных пикритах (см. рис. 10, б; табл. 6) [Frey et al., 1978; Рингвуд, 1981; Della-Pasqua, Varne, 1997; Green et al., 2004]. Анкарармиты Урала характеризуются более низкими содержаниями $\text{Al}_2\text{O}_3 < 7$ мас. %, $\text{TiO}_2 < 0.2$ мас. %, более высоким содержанием $\text{CaO} > 16$ мас. % и $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ отношением до 3.3 при сравнении с другими типичными анкарармитами Вануату и Зондской дуги (см. рис. 10, б—д). Базальты высококальциевой группы усть-семиинской свиты по вариации всех петрогенных элементов близки к типичным анкарармитам (см. рис. 10). Состав гомогенизированных высококальциевых расплавных включений в клинопироксене из базальтов усть-семиинской свиты также близок к составу анкарармитов как по отношению $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, так и по абсолютным содержаниям петрогенных компонентов (см. рис. 10).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Обилие вкрапленников высокомагнезиального клинопироксена (> 25 об. %, Mg# до 94), высокая хромистость шпинелидов (до 91) и высокая основность плагиоклаза (An_{49-93}) характерны для типичных анкарармитов и относящихся к ним базальтов высококальциевой группы усть-семиинской свиты (см. рис. 2, а, д; рис. 4; рис. 7; рис. 9, табл. 2). Вариации и тенденции эволюции состава клинопироксена из базальтов усть-семиинской свиты также свойственны классическим анкарармитам островных дуг, например, Вануату и Зондской (см. рис. 4; рис. 8), однако при сравнении с составами клинопироксена из анкарармитов Урала, Джунгарии и авачитов Камчатки наблюдаются различия в более высоких для алтайских эффузивов содержаниях TiO_2 и Al_2O_3 (см. рис. 4, а, б; рис. 8, а, б). Таким образом, базальты высококальциевой группы усть-семиинской свиты по минералого-петрографическим характеристикам можно относить к анкарармитам. В базальтах низкокальциевой группы доля вкрапленников клинопироксена резко уменьшается за счет увеличения количества плагиоклаза, хотя им свойственны высокомагнезиальный клинопироксен, вариации состава клинопироксена и высокая хромистость хромшпинели, типичные для анкарармитов.

По петрохимическим данным анкарармиты характеризуются высоким отношением $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 (> 1)$, что свойственно и базальтам высококальциевой группы усть-семиинской свиты. Состав гомогенизированных расплавных включений из вкрапленников клинопироксена из пород усть-семиинской свиты, по [Buslov et al., 1993; Симонов и др., 2010], также имеет отношение $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 1$, типичное для анкарармитов. Таким образом, базальты высококальциевой группы усть-семиинской свиты по совокупности минералого-петрографических и петрохимических характеристик являются анкарармитами. Эволюция состава клинопироксена при кристаллизации анкарармитов идет в сторону увеличения железистости и содержания алюминия, титана и натрия при уменьшении концентрации хрома. Это позволяет предположить, что базальты низкокальциевой группы усть-семиинской свиты вполне могли образоваться в результате фракционирования анкарармитового расплава в промежуточных камерах, что не может исключить обогащения отдельных потоков базальтов кумулюсным клинопироксеном (см. рис. 4; рис. 8).

Приведенные выше классификации анкарармитов и базальтов высококальциевой группы усть-семиинской свиты с учетом минералого-петрографических и петрохимических характеристик и согласно рекомендаций [Le Maitre et al., 2002] позволяют определить анкарармиты как умеренно-щелочные оливин-клинопироксеновые высокомагнезиальные базальты с $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 1$.

Так, по особенностям минерального и химического состава анкарармиты Горного Алтая наиболее близки к островодужным анкарармитам. В то же время в районе Бийкинской постройки базальты усть-семиинской свиты ассоциируют с нижележащей манжерокской свитой, породы которой имеют внутриплитные геохимические характеристики [Сафонова и др., 2011]. По сути, вулканы усть-семиинской свиты надстраивают вулканическую постройку манжерокской с временным разрывом и формированием карбонатов чепошской свиты. Такая двойственная природа базальтов усть-семиинской свиты заставляет рассмотреть модели образования высококальциевых расплавов, которые ответственны за формирование анкарармитов.

Высококальциевая природа анкарармитов интерпретировалась некоторыми исследователями как результат аккумуляции кристаллов клинопироксена из пикритовых или оливиновых базальтовых магм [Gunn et al., 1970; Hughes, 1982]. Однако другие исследователи утверждали, что существуют собственно анкарармитовые магмы [Thompson, Flower, 1971; Maaløe et al., 1986; Barsdell, Berry, 1990; Della Pasqua, Varne, 1997; Schiano et al., 2000]. Еще до обнаружения расплавных включений анкарармитового состава была проведена серия экспериментов по частичному плавлению различных субстратов для объяснения и подтверждения существования анкарармитовых расплавов: 1 — при низком давлении (1 бар) показано, что анкарармиты могут образоваться не путем аккумуляции клинопироксена из базальтовых расплавов, а за счет продолжительной равновесной кристаллизации магмы при температурах от 1240 до 1275 °С

[Thompson, Flower, 1971]; 2 — при давлении 19.5 кбар и температуре 1415 °С показано, что при низкой степени частичного плавления шпинелевого лерцолита также могут образоваться анкармиты [Maaloe et al., 1986]; 3 — эксперименты при давлении около 5–10 кбар и температуре 1325 °С подтвердили, что источником анкармитовых расплавов могут являться верлиты или клинопироксениты [Barsdell, Berry, 1990].

Гомогенизация высококальциевых расплавных включений в высокомагнезиальном оливине из анкармитов островных дуг Вануату и Зондской предоставила убедительные доказательства существования высококальциевых (анкармитовых) расплавов, которые значительно отличаются от пикритовых [Della Pasqua, Varne, 1997]. Согласно [Della Pasqua, Varne, 1997], эти высококальциевые расплавы не могут быть получены путем частичного плавления обычных мантийных лерцолитов. Для них предложена модель образования при частичном плавлении лерцолита в присутствии флюидов, обогащенных CO_2 , при давлении 10–30 кбар [Della Pasqua, Varne, 1997]. На основании изучения высококальциевых расплавных включений в оливине в известково-щелочном базальте с о. Батан [Schiano et al., 2000] был выделен особый тип примитивной нефелин-нормативной анкармитовой островодужной магмы и предложена модель их образования при средней и высокой степени частичного плавления пироксенитовых кумулатов (~10–40 мас. %) при давлениях от нижней коры до верхней мантии (до нескольких десятков килобар) [Schiano et al., 2000]. Таким образом, выделяются два типа высококальциевых анкармитовых магм: гиперстен-нормативные и нефелин-нормативные, и, вероятно, они могут иметь разный механизм формирования.

Как было отмечено, состав гомогенизированных высококальциевых расплавных включений в высокомагнезиальном оливине или высокомагнезиальном клинопироксене в анкармитах или базальтах отличается от валового состава анкармитов [Danyushevsky et al., 2002; Portnyagin et al., 2005b]. Обсуждение этих эффектов и применение новых методик для изучения расплавных включений пород устьеминской свиты и анкармитов является нашим дальнейшим исследованием.

Образование гиперстен-нормативных высококальциевых расплавов объясняется следующим образом: 1) при частичном плавлении клинопироксенита (при температурах выше 1350 °С и давлении 10 кбар) с дополнительным процессом, включающим реакцию расплав—порода [Kamenetsky et al., 1998; Kogiso, Hirschmann, 2001]; 2) при плавлении тугоплавкого источника, состоящего из оливина и клинопироксена ± ортопироксена при повышенных температурах мантии (по крайней мере, 1350–1400 °С) и давлении 12 кбар [Médard et al., 2004]; 3) из реститового лерцолитового источника, обогащенного СаО; такой источник, судя по всему, легко получить из недеплетированного лерцолита (1300–1350 °С) путем первой стадии экстракции базальтового расплава и последующего обогащения доломитовым карбонатным расплавом, увеличивая СаО и Na_2O и, соответственно, долю диопсида без увеличения концентрации Al_2O_3 [Green et al., 2004]; 4) из клинопироксенового или безклинопироксенового реститового гарцбургита [Schmidt et al., 2004] при давлении 15 кбар и температурах 1300–1360 °С в присутствии H_2O и CO_2 , однако для сухих условий необходима температура более 1400 °С. Основной проблемой, с которой сталкиваются модели образования таких расплавов, является высокая температура (>1350 °С), необходимая для плавления, тогда как под «нормальными» срединно-океаническими хребтами оценка температуры дает ~1280–1350 °С [White et al., 1992], а температурные оценки для мантийного клина еще ниже — порядка 1100 °С [England, Wilkins, 2004].

Нефелин-нормативные высококальциевые расплавы, как отмечено выше, не могут быть получены путем частичного плавления обычных мантийных лерцолитов. Для них предложены следующие модели образования: 1 — при частичном плавлении амфиболсодержащего верлита при относительно низких температурах (> 1190 °С при 10 кбар) и низких степенях частичного плавления [Médard et al., 2006]; 2 — из метасоматизированного безгранатового мантийного источника, состоящего из клинопироксена и оливина (верлита), содержащего либо амфибол, либо жадеит [Elburg et al., 2007]; 3 — из амфиболсодержащих клинопироксенитов, находящихся в виде кумулатов в нижней коре и/или метасоматических жил в верхней мантии островных дуг [Sorbadere et al., 2013]. Амфибол считается важной фазой в формировании нефелин-нормативных анкармитов по двум причинам. Во-первых, содержащаяся в нем вода значительно снижает температуру плавления клинопироксенита до условий, реалистичных для островодужных обстановок [Schiano et al., 2000; Médard et al., 2006]. Во-вторых, плавление амфибола также способствует увеличению количества щелочей и снижению содержания SiO_2 по сравнению с чистыми расплавами клинопироксенитов и верлитов, а полученные составы расплавов смещаются к нефелин-нормативным [Sorbadere et al., 2013].

Приведенный обзор моделей генезиса анкармитов показывает, что получить анкармитовый расплав непосредственно из лерцолитов невозможно. Его можно получить либо за счет верлитизации мантии, либо за счет плавления верлитов или клинопироксенитов, присутствующих в мантии или нижней коре. В качестве агента верлитизации рассматриваются карбонаты, которые погружаются в зонах

субдукции (для островодужных анкарамитов), или внутриплитные карбонатиты, связанные с глубинными мантийными плюмами (для внутриплитных анкарамитов). Для анкарамитов усть-семинской свиты причина верлитизации мантийного субстрата не вполне очевидна. Согласно представлениям И.Ю. Сафоновой [2011] и В.А. Симонова [2010], усть-семинские диопсид-порфиновые базальты связаны с субдукционными процессами. В этом случае верлитизация мантии, очевидно, могла быть связана с затягиванием карбонатных пород в зону субдукции. В пользу этой модели свидетельствует тот факт, что подобные вулканы и дайки образуют протяженный линейный пояс [Изох и др., 2004]. В Горном Алтае описаны среднекембрийские внутриплитные карбонатиты, которые могли вызывать верлитизацию литосферной мантии региона в это же время [Врублевский и др., 2012]. Вопрос о геодинамической обстановке излияния и источников вещества анкарамитов Горного Алтая требует дальнейшего исследования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Дискуссионным вопросом генезиса базитового магматизма венд-раннепалеозойского этапа развития Алтае-Саянской складчатой области являются среднекембрийские диопсид-порфиновые базальты усть-семинской свиты Горного Алтая [Buslov et al., 1993, 2001; Гибшер и др., 1997; Добрецов и др., 2004; Зыбин, 2006; Симонов и др., 2010; Сафонова и др., 2011]. Они характеризуются большим количеством вкрапленников высокомагнезиального клинопироксена ($Mg\#$ до 94, от 20 до 50 об. %). Помимо вкрапленников клинопироксена наблюдаются вкрапленники сосюритизированного плагиоклаза (An_{49-71}), оливина, полностью замещенного агрегатом хлорита, эпидота и магнетита, реже амфибола с $Mg\# = 55.7$ —68.2 и хромшпинели с хромистостью $Cr\# = 36.2$ —41.7. Включения хромшпинели в высокомагнезиальном клинопироксене имеют высокую хромистость ($Cr\#$ до 72.8). Базальты усть-семинской свиты по химическому составу делятся на две основные группы: высококальциевую ($CaO = 11.01$ —14.48, $MgO = 7.98$ —14.77 мас. % и $CaO/Al_2O_3 = 1.0$ —1.8) и низкокальциевую ($CaO = 3.47$ —13.77, $MgO = 2.84$ —9.89 мас. % и $CaO/Al_2O_3 = 0.2$ —0.9). Сопоставление полученных данных по высококальциевым базальтам усть-семинской свиты с анкарамитами в проведенном нами обзоре позволяет относить их к этому типу пород. Приведен детальный классификационный анализ анкарамитов при сопоставлении с базальтами высококальциевой группы усть-семинской свиты с учетом минералого-петрографических и петрохимических характеристик, согласно рекомендаций [Le Maitre, 2002], что позволяет определить анкарамиты как умеренно-щелочные оливин-клинопироксеновые высокомагнезиальные базальты с $CaO/Al_2O_3 > 1$. Низкокальциевые базальты усть-семинской свиты, вероятно, формировались в результате фракционирования анкарамитового расплава в промежуточных камерах. Образование анкарамитов Горного Алтая связано с плавлением верлитизированной надсубдукционной литосферной мантии Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Проявление анкарамитового магматизма усть-семинской свиты и наличие ультрабазит-базитовых массивов барангольского комплекса, комагматичных этим вулканитам, косвенно указывают на возможность выделения интрузий, подобных массивам уральско-аляскинского типа в Алтае-Саянской складчатой области. Эволюция состава клинопироксена при кристаллизации анкарамитов идет в сторону увеличения железистости и содержания алюминия, титана и натрия при уменьшении концентрации хрома. Это направление контролируется фракционированием на оливин-клинопироксеновой котектике и является типичным как для островодужных анкарамитов [Irvine, 1973; Barsdell, Berry, 1990; Della-Pasqua, Varne, 1997; Mossman et al., 2000], так и для ультрамафитов из комплексов урало-аляскинского типа [Irvine, 1973; Пушкарев и др., 2017]. Плавление анкарамитовых расплавов возможно из мантийного источника с высоким отношением CaO/Al_2O_3 , превышающим это отношение в лерцолитовой (пиролитовой) мантии. Такому составу отвечают верлиты, как считается, не характерные для мантии. Образование метасоматизированной верлитовой мантии может происходить либо в результате реакции лерцолита с мантийными карбонатитовыми расплавами, либо в процессе взаимодействия пород мантийного клина с флюидными компонентами субдуцирующего слэба. Эксперименты, направленные на выяснение генезиса анкарамитов, показали, что одним из наиболее вероятных механизмов их образования является плавление верлитов или клинопироксенитов в верхней мантии островных дуг с участием амфибола [Médard et al., 2006; Sorbadere et al., 2013].

Авторы выражают благодарность рецензентам — д.г.-м.н. В.А. Симонову, д.г.-м.н. П.Ю. Плечову за ценные замечания, позволившие значительно улучшить содержательную часть и структуру рукописи статьи, И.Ю. Сафоновой и А.С. Гибшеру за консультацию по объектам предыдущих исследований, а также А.И. Ильину, Е.В. Михееву и Д.В. Элькиной, принимавшим участие в экспедиционных работах.

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН при поддержке Министерства образования и науки РФ (проект № 14.Y26.31.0018).

ЛИТЕРАТУРА

Врублевский В.В., Крупчатников В.И., Изох А.Э., Гертнер И.Ф. Щелочные породы и карбонаты Горного Алтая (комплекс эдельвейс): индикатор раннепалеозойского плюмового магматизма в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (8), с. 945—963.

Гибшер А.С., Есин С.В., Изох А.Э., Киреев А.Д., Петрова Т.В. Диопсидсодержащие базальты кембрия Чепошской зоны Горного Алтая: модель фракционирования гибридных магм в промежуточных магматических камерах // Геология и геофизика, 1997, т. 38 (11), с. 1760—1772.

Готтман И.А., Пушкарев Е.В., Каменецкий В.С., Рязанцев А.В. Состав магматических включений в порфириновых вкрапленниках хромшпинели из анкарамитов Южного Урала // Ежегодник — Тр. ИГГ УрО РАН, 2016, вып. 163, с. 86—91.

Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Сафонова И.Ю., Кох Д.А. Фрагменты океанических островов в структуре Курайского и Катунского аккреционных клиньев Горного Алтая // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (12), с. 1381—1403.

Жмодик С.М., Нестеренко Г.В., Айриянц Е.В., Белянин Д.К., Колпаков В.В., Подлипский М.Ю., Карманов Н.С. Минералы металлов платиновой группы из аллювия — индикаторы коренной минерализации (на примере россыпей юга Сибири) // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (10), с. 1828—1860.

Зыбин В.А. Эталон усть-семиного комплекса порфириновых базальтов и трахибазальтов (Горный Алтай). Новосибирск, СНИИГГиМС, 2006, 278 с.

Изох А.Э., Борисенко А.С., Говердовский В.А., Толстых Н.Д., Слуцкер Е.М. Ордовикский Кузнецко-Алатауско-Алтайский платиноносный пояс (Алтае-Саянская складчатая область—Западная Монголия) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы научного совещания по программе фундаментальных исследований (г. Иркутск, 19–22 октября 2004 г.). Иркутск, Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2004, т. 1, с. 141—142.

Изох А.Э., Вишневский А.В., Поляков Г.В., Калугин В.М., Оюунчимэг Т., Шелепаев Р.А., Егорова В.В. Урэгнурская платиноносная вулканоплутоническая пикрит-базальтовая ассоциация Монгольского Алтая — индикатор кембро-ордовикской крупной изверженной провинции // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (5), с. 665—681.

Лаврентьев Ю.Г., Карманов Н.С., Усова Л.В. Электронно-зондовое определение состава минералов: микроанализатор или сканирующий электронный микроскоп? // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (8), с. 1473—1482.

Лазько Е.Е., Шарков Е.В. Магматические горные породы. Ультрасосновые породы. М., Наука, 1988, т. 5, 508 с.

Оюунчимэг Т., Изох А.Э., Вишневский А.В., Калугин В.М. Изоферроплатиновая ассоциация минералов из россыпи р. Бургастайн-Гол (Западная Монголия) // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (10), с. 1119—1130.

Пушкарев Е.В., Готтман И.А. Состав порфириновых вкрапленников хромшпинелида в клинопироксеновых порфиритах ирендыкской свиты на Южном Урале как индикатор анкарамитовой природы вулканогенных пород // Российское минералогическое общество. Вестник УрО РАН, 2016, № 13, с. 112—120.

Пушкарев Е.В., Рязанцев А.В., Готтман И.А. Анкарамиты присакмаро-вознесенской зоны на Южном Урале — геологическое положение и состав // Ежегодник — Тр. ИГГ УрО РАН, 2017, вып. 164, с. 166—175.

Пушкарев Е.В., Рязанцев А.В., Готтман И.А., Дегтярев К.Е., Каменецкий В.С. Анкарамиты — новый тип магнезиальных, высококальциевых примитивных расплавов в Магнитогорской островодужной зоне на Южном Урале // ДАН, 2018, т. 479, с. 433—437.

Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. М., Изд-во Недра, 1981, 584 с.

Сафонова И.Ю., Буслов М.М., Симонов В.А., Изох А.Э., Комия Ц., Курганская Е.В., Оно Т. Геохимия, петрогенезис и геодинамическое происхождение базальтов из Катунского аккреционного комплекса Горного Алтая (Юго-Западная Сибирь) // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (4), с. 541—567.

Симонов В.А., Сафонова И.Ю., Ковязин С.В., Курганская Е.В. Физико-химические параметры петрогенезиса базальтовых комплексов Катунской зоны, Горный Алтай // Литосфера, 2010, № 3, с. 111—117.

Толстых Н.Д. Минеральные ассоциации платиноносных россыпей и генетические корреляции с их коренными источниками: Автореф. дис. ... д.г.-м.н. Новосибирск, 2004, 33 с.

Федак С.И., Туркин Ю.А., Гусев А.И., Шокальский С.П., Русанов Г.Г., Борисов Б.А., Беляев Г.М., Леонтьева Е.М. Объяснительная записка. Государственная геологическая карта Российской

Федерации. М-б 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист М-45 — Горно-Алтайск / Ред. С.П. Шокальский. СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 2011, 567 с.

Barsdell M. Petrology and petrogenesis of clinopyroxene-rich olivine tholeiitic lavas from Merelava Volcano, Vanuatu // *J. Petrol.*, 1988, v. 29, p. 927—964.

Barsdell M., Berry R.F. Origin and evolution of primitive island arc ankaramites from Western Epi, Vanuatu // *J. Petrol.*, 1990, v. 31, p. 747—777.

Buslov M.M., Bersin N.A., Dobretsov N.L. Geology and tectonics of Gorny Altai. Guide-book for post-symposium excursion. The 4th International Symposium of the IGCP Project 283 «Geodynamic Evolution of the Paleoeasian Ocean». Novosibirsk, 1993, 123 p.

Buslov M.M., Saphonova I.Yu., Watanabe T., Obut O.T., Fujiwara Y., Iwata K., Semakov N.N., Sugai Y., Smirnova L.V., Kazansky A.Yu., Itaya T. Evolution of the Paleo-Asian Ocean (Altai-Sayan Region, Central Asia) and collision of possible Gondwana-derived terranes with the southern marginal part of the Siberian continent // *Geosci. J.*, 2001, v. 5, № 3, p. 203—224.

Carr M.J., Rose W.I. A data base of Central American volcanic rocks // *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 1984, v. 33, p. 239—240.

Danyushevsky L.V., McNeill A.W., Sobolev A.V. Experimental and petrological studies of melt inclusions in phenocrysts from mantle-derived magmas: An overview of techniques, advantages and complications // *Chem. Geol.*, 2002, v. 183, p. 5—24.

Della-Pasqua F.N. Primitive ankaramitic magmas in volcanic arcs: evidence from melt inclusions. PhD Thesis. University of Tasmania, 1997, 279 p.

Della-Pasqua F.N., Varne R. Primitive ankaramitic magmas in volcanic arcs: A melt inclusion approach // *Canad. Miner.*, 1997, v. 35, p. 291—312.

Elburg M.A., Kamenetsky V.S., Foden J.D., Sobolev A. The origin of medium-K ankaramitic arc magmas from Lombok (Sunda arc, Indonesia): Mineral and melt inclusion evidence // *Chem. Geol.*, 2007, v. 240, p. 260—279.

England F., Wilkins C. A simple analytical approximation to the temperature structure in subduction zones // *Geophys. J. Int.*, 2004, v. 159, № 3, p. 1138—1154.

Flower F.J. Evolution of basaltic and differentiated lavas from Anjouan, Comores Archipelago // *Contr. Miner. Petrol.*, 1973, v. 38, p. 237—260.

Frey F.A., Green D.H., Roy S.D. Integrated models of basalt petrogenesis: a study of quartz tholeiites to olivine melilitites from south eastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data // *J. Petrol.*, 1978, v. 19, p. 463—513.

Gioncada A., Clochiatti R., Sbrana A., Bottazzi P., Massare D., Ottolini L. A study of melt inclusions at Vulcano (Aeolian islands, Italy): Insights on the primitive magmas and on the volcanic feeding system // *Bull. Volcanol.*, 1998, v. 60, p. 286—306.

Green D.H., Schmidt M.W., Hibberson W.O. Island-arc ankaramites: Primitive melts from fluxed refractory lherzolitic mantle // *J. Petrol.*, 2004, v. 45, p. 391—403.

Gunn M.B., Coy-Yll R., Watkins N.D., Abranson C.E., Nougier J. Geochemistry of the oceanite–ankaramite–basalt suite from East Island, Crozet Archipelago // *Contr. Miner. Petrol.*, 1970, v. 28, p. 319—339.

Hammer J., Jacob S., Welsch B., Hellebrand E., Sinton J. Clinopyroxene in postshield Haleakala ankaramite: 1. Efficacy of thermobarometry // *Contr. Miner. Petrol.*, 2016, v. 171, iss. 1, article 7.

Hughes C.J. Igneous petrology. Amsterdam, Elsevier, 1982, 551 p.

Irvine T.N. Bridget Cove volcanics, Juneau arca, Alaska: possible parental magma of Alaskan-type ultramafic complexes // *Carnegie Institution of Washington. Year Book 72*, 1973, p. 478—491.

Kamenetsky V.S., Eggins S.M., Crawford A.J., Green D.H., Gasparon M., Falloon T.J. Calcic melt inclusions in primitive olivine at 43°N MAR: evidence for melt-rock reaction/melting involving clinopyroxene-rich lithologies during MORB generation // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1998, v. 160, p. 115—132.

Kamenetsky V.S., Crawford A.J., Meffre S. Factors controlling the chemistry of magmatic spinel: An empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks // *J. Petrol.*, 2001, v. 42, p. 655—671.

Kennedy A.K., Hart S.R., Frey F.A. Composition and isotopic constraints on the petrogenesis of alkaline arc lavas: Lihir Island, Papua New Guinea // *J. Geophys. Res.*, 1990, v. 95, p. 6929—6942.

Kogiso T., Hirschmann M.M. Experimental study of clinopyroxenite partial melting and the origin of ultra-calcic melt inclusions // *Contr. Miner. Petrol.*, 2001, v. 142, p. 347—360.

Lacroix A. Sur quelques roches volcaniques mélanocrates des Possessions françaises de l’océan Indien et du Pacifique // *C.R. Acad. Sci. Paris*, 1916, v. 158, p. 177—183.

Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B., Le Bas M.J., Bonin B., Bateman P., Bellieni G., Dudek A., Efremova S., Keller J., Lamere J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Woolley A.R. Igneous

rocks: a classification and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge University Press, 2002, 236 p.

Maaløe S., Sorensen I., Hartogen J. The trachybasaltic suite of Jan Mayen // *J. Petrol.*, 1986, v. 27, p. 439—466.

Marchev P., Georgiev S., Zajacz Z., Manetti P., Raicheva R., Von Quadt A., Tommasini S. High-K ankaramitic melt inclusions and lavas in the Upper Cretaceous Eastern Srednogie continental arc, Bulgaria: Implication for the genesis of arc shoshonites // *Lithos*, 2009, v. 113, p. 228—245.

Médard E., Schmidt M.W., Schiano P. Liquidus surfaces of ultracalcic primitive melts: formation conditions and sources // *Contr. Miner. Petrol.*, 2004, v. 148, p. 201—215.

Médard E., Schmidt M.W., Schiano P., Ottolini L. Melting of amphibole-bearing wehrlites: An experimental study on the origin of ultra-calcic nepheline-normative melts // *J. Petrol.*, 2006, v. 47, p. 481—504.

Morimoto N. Nomenclature of pyroxenes // *Amer. Miner.*, 1988, v. 73, p. 1123—1133.

Mossman D.J., Coombs D.S., Kawachi Y., Reay A. High-Mg arc-ankaramitic dikes, Greenhills Complex, Southland, New Zealand // *Canad. Miner.*, 2000, v. 38, p. 191—216.

Ortiz Hernández L.E. An arc ankaramite occurrence in central Mexico // *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 2000, v. 17, № 1, p. 34—44.

Portnyagin M.V., Plechov P.Y., Matveev S.V., Osipenko A.B., Mironov N.L. Petrology of avachites, high-magnesian basalts of Avachinsky volcano, Kamchatka: I. General characteristics and composition of rocks and minerals // *Petrology*, 2005a, v. 13, № 2, p. 99—121.

Portnyagin M.V., Mironov N.L., Matveev S.V., Plechov P.Y. Petrology of avachites, high-magnesian basalts of Avachinsky Volcano, Kamchatka: II. Melt inclusions in olivine // *Petrology*, 2005b, v. 13, № 4, p. 322—351.

Schiano P., Eiler J.M., Hutcheon I.D., Stolper E.M. Primitive CaO-rich, silica-undersaturated melts in island arcs: Evidence for the involvement of clinopyroxene-rich lithologies in the petrogenesis of arc magmas // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2000, v. 1, 1999GC000032.

Schmidt M.W., Green D.H., Hiberson W.O. Ultra-calcic magmas generated from Ca-depleted mantle: an experimental study on the origin of ankaramites // *J. Petrol.*, 2004, v. 45, p. 531—554.

Sisson T.W., Bronto S. Evidence for pressure release melting beneath magmatic arcs from basalts at Galunggung, Indonesia // *Nature*, 1998, v. 391, p. 883—886.

Sorbadere F., Schiano P., Métrich N. Constraints on the origin of nepheline-normative primitive magmas in island arcs inferred from olivine-hosted melt inclusion compositions // *J. Petrol.*, 2013, v. 54, p. 215—233.

Thompson N., Flower F.J. Evidence for upper-crust ankaramitic liquids // *Am. Geophys. Union Trans.* 1971, v. 52, p. 377 (abstr.).

White R.S., McKenzie D., O’Nions R.K. Oceanic crustal thickness from seismic measurements and rare earth element inversions // *J. Geophys. Res.*, 1992, v. 97, p. 19683—19715.

Zhang Z., Mao J., Cai J., Kusky T.M., Zhou G., Yan S., Zhao L. Geochemistry of picrites and associated lavas of a Devonian island arc in the northern Junggar terrane, Xinjiang (NW China): Implications for petrogenesis, arc mantle sources and tectonic setting // *Lithos*, 2008, v. 105, p. 379—395.

*Рекомендована к печати 28 августа 2019 г.
О.М. Туркиной*

*Поступила в редакцию 28 декабря 2018 г.,
после доработки — 5 июня 2019 г.*