УДК 552.11

## КАЛЬЦИЕВЫЕ УЛЬТРАМАФИТЫ, АНКАРАМИТЫ И КЛИНОПИРОКСЕН-ПОРФИРОВЫЕ ГАББРО БИРХИНСКОГО МАССИВА В ПРИОЛЬХОНЬЕ: РЕШЕНИЕ ПРОБЛЕМЫ ПЕРВИЧНОГО РАСПЛАВА И ФОРМИРОВАНИЯ ИНТРУЗИИ

Е.В. Пушкарев<sup>1</sup>, А.В. Лавренчук<sup>2,3</sup>, И.А. Готтман<sup>1</sup>, Е.В. Скляров<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Институт геологии и геохимии им. Академика А.Н. Заварицкого УРО РАН, 620010, Екатеринбург, ул. Академика Вонсовского, 15, Россия

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

<sup>3</sup> Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 1, Россия

<sup>4</sup> Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

Представлены новые данные по химическому и минеральному составу ультраосновных пород и габброидов Бирхинского массива в Приольхонье. Впервые для габброноритов были установлены и изучены порфировые вкрапленники и зональные зерна клинопироксена, позволившие восстановить полный тренд кристаллизации расплава от ультраосновных до габбровых парагенезисов. Аналогичные тренды кристаллизации клинопироксена были выявлены в клинопироксенитах и субвулканических анкарамитах, тела и дайки которых недавно были обнаружены в составе массива и в его ближайшем окружении. Совокупность петрологических данных показывает, что магнезиальный и высококальциевый анкарамитовый расплав в максимальной степени соответствует составу предполагаемого первичного расплава для Бирхинского массива.

Анкарамиты, клинопироксениты, хромдиопсид, зональный клинопироксен, дифференцированная серия, первичный расплав, мантийные источники, Западное Прибайкалье

## CALCIUM-RICH ULTRAMAFITES, ANKARAMITES, AND CLINOPYROXENE–PORPHYRIC GABBRO OF THE BIRKHIN MASSIF IN THE OL'KHON REGION: SOLUTION OF THE PROBLEM OF PRIMARY MELT AND FORMATION OF INTRUSION

#### E.V. Pushkarev, A.V. Lavrenchuk, I.A. Gottman, E.V. Sklyarov

The paper presents new data on the chemical and mineral compositions of ultramafic rocks and various gabbro of the Birkhin massif in the Ol'khon region. Porphyric phenocrysts and zoned grains of clinopyroxene have been first found and studied in gabbronorite, which made it possible to reconstruct the entire melt crystallization trend from ultramafic to gabbro parageneses. Similar clinopyroxene trends have been established for clinopyroxenites and subvolcanic ankaramites, whose bodies and dikes have been recently discovered within the massif and in its environment. The total petrological data show that the magnesian high-Ca ankaramite melt corresponds in composition to the assumed primary melt for the Birkhin massif.

Ankaramites, clinopyroxenites, chromian diopside, zoned clinopyroxene, differentiated series, primary melt, mantle sources, western Baikal area

## введение

Аккреционно-коллизионная структура Приольхонья была сформирована в раннем палеозое в результате закрытия Палеоазиатского океана на южной окраине Сибирского кратона [Гладкочуб и др., 2010; Федоровский, Скляров, 2010; Fedorovsky et al., 2020]. Многие магматические комплексы этого террейна утратили связь с геологическим окружением тех областей, где произошло их первичное внедрение или формирование [Sklyarov et al., 2020]. Эта же проблема распространяется на габбровые массивы Крестовской зоны, где расположен крупнейший в Приольхонье Бирхинский габбровый массив площадью около 150 км<sup>2</sup> [Грудинин, Меньшагин, 1987; Лавренчук и др., 2017]. По данным большинства исследователей, контакты габброидов с окружающими метаморфическими породами сорваны либо осложнены деформациями. Согласно последним реконструкциям, массив представляет собой коллаж тектонических покровных пластин относительно небольшой мощности [Fedorovsky et al., 2020], что за-

© Пушкарев Е.В.<sup>⋈</sup>, Лавренчук А.В., Готтман И.А., Скляров Е.В., 2023

<sup>&</sup>lt;sup>™</sup>e-mail: pushkarev.1958@mail.ru

трудняет оценку его истинного размера, формы и реального соотношения различных пород в составе. Исследования, направленные на определение состава первичного расплава Бирхинского массива методом геохимической термометрии [Лавренчук и др., 2019], не привели к желаемому результату и показали, что габброиды представляют собой продукт кристаллизации уже эволюционированного расплава. На это указывает и низкое CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 0.6—0.7 в габбро, не соответствующее первичным расплавам мантийного происхождения, в которых CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 0.8, так же как в хондритах и мантийных перидотитах [Рингвуд, 1981; White, 2020]. Решение проблемы определения состава первичного расплава Бирхинского массива стало возможным после обнаружения высокомагнезиального клинопироксена, образующего вкрапленники и зональные зерна в габброидах и пироксенитах, что позволило провести оценку параметров расплава, из которых они кристаллизовались. А после того как в массиве и его обрамлении были установлены субвулканические анкарамиты, соответствующие характеристикам предполагаемого первичного расплава, предложенная петрологическая модель, рассмотренная в данной статье, получила дополнительную аргументацию. Данная работа посвящена характеристике состава минералов и горных пород Бирхинского массива с акцентом на высокомагнезиальные клинопироксениты и анкарамиты, которые являются ключевыми при решении проблемы генезиса массива.

## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И СТРОЕНИЕ БИРХИНСКОГО ГАББРОВОГО МАССИВА

Ольхонский композитный террейн Западного Прибайкалья представляет собой раннепалеозойскую коллизионную систему, коллаж разномасштабных тектонических пластин разного генезиса и возраста, совмещенных в результате закрытия Палеоазиатского океана на южной окраине Сибирского кратона [Федоровский, Скляров, 2010; Владимиров и др., 2017; Donskaya et al., 2017]. В структуре Ольхонского террейна выделяются три главных зоны [Лавренчук и др., 2017]: Крестовская, Анга-Сахюрта, Чернорудская (рис. 1). Строение и геологическое наполнение этих зон подробно описаны в серии публикаций [Федоровский, Скляров, 2010; Федоровский и др., 2010; Donskaya et al., 2017] и здесь не рассматриваются. В пределах Крестовской зоны, которая протягивается вдоль побережья оз. Байкал от устья р. Бугульдейка на юго-западе до м. Орсо на северо-востоке (см. рис. 1), больше половины площади современного эрозионного среза сложено массивами габброидов, объединяемых в бирхинский магматический комплекс [Лавренчук и др., 2017]. Всего закартировано 6 массивов (см. рис. 1), самым крупным из которых является Бирхинский (Озерский — второе название, используемое в литературе). Он имеет субизометричную форму и размеры примерно 12 × 13 км. Возраст монцогаббро массива составляет 499 ± 2 млн лет (U-Pb, циркон) [Лавренчук и др., 2017], а оливиновых габбро — 500 млн лет (Ar-Ar, паргасит) [Юдин и др., 2005]. Вмещающими породами Бирхинского массива являются метавулканиты цаган-забинского комплекса с надсубдукционными геохимическими характеристиками и раз-



# Рис. 1. Схема тектонического строения Приольхонья с положением габбровых массивов в Крестовской зоне, по [Лавренчук и др., 2017] с упрощениями.

I — габброиды 1-й фазы бирхинского комплекса, 2 — габброиды 2-й фазы бирхинского комплекса, 3 — структурно-тектонические зоны, 4 — коллизионный шов, 5 — габбровые массивы: 1 — Бугульдейский, 2 — Таловский, 3 — Крестовский, 4 — Усть-Крестовский, 5 — Бирхинский, 6 — Улан-Нурский. На врезке показано положение района исследований.



# Рис. 2. Схема геологического строения Бирхинского габбрового массива, по [Fedorovsky et al., 2020] с упрощениями.

1 — оливиновые габбро (1-я фаза, по [Мехоношин и др., 2001]), 2 — габбронориты и монцодиориты (2-я фаза, по [Мехоношин и др., 2001]), 3 — амфиболиты, гнейсы, роговики и деформированные габброиды улан-нурского типа, 4 — сиениты тажеранского типа, 5 — зоны скарнов и апогаббровых метасоматитов по границам тектонических покровов, 6 — метаморфические породы Крестовской зоны, 7 — мраморы, 8 — четвертичные аллювиальные отложения. На схеме показано положение и номера проб, использованных в данной работе.

нообразные амфиболиты, кварциты, мраморы и силикатно-карбонатные породы [Федоровский, Скляров, 2010; Скляров и др., 2013; Гладкочуб и др., 2014]. Сходство возраста и геохимических характеристик бирхинских габброидов и метавулканитов цаган-забинского комплекса позволило объединить их в единую Бирхинскую вулканоплутоническую ассоциацию, ее формирование связано с островодужным геотектоническим режимом [Гладкочуб и др., 2014] либо со взаимодействием надсубдукционной мантии и плюма [Лавренчук и др., 2017, 2019].

Геофизическими исследованиями было показано, что Бирхинский массив в поперечном СЗ-ЮВ сечении имеет бескорневую субизометричную форму с залеганием нижней поверхности на глубине около 4.5 км, а в продольном СВ-ЮЗ сечении его форма интерпретируется как грибообразная [Новоселова, Турутанов, 1982]. Предполагается, что окончательная форма массива была сформирована в результате вертикальных и горизонтальных движений, включая тектонический роллинг, которые привели к срыву первичных интрузивных контактов габброидов с породами окружения [Грудинин, Меньшагин, 1987; Юдин и др., 2005; Федоровский, Скляров, 2010]. Согласно последней интерпретации [Fedorovsky et al., 2020], Бирхинский массив представляет собой серию относительно маломощных, пологозалегающих покровных тектонических пластин. Однако наличие ксенолитов амфиболитов и роговиков в габброидах свидетельствует о первично-магматическом внедрении массива во вмещающие метаморфические комплексы. Первые сведения о геологическом строении Бирхинского массива, составе слагающих его пород и минералов были приведены в монографии М.И. Грудинина и Ю.В. Меньшагина [1987]. Авторы отметили, что преобладающими породами в массиве являются габброиды, среди которых встречаются линзы пироксенитов размером до нескольких десятков метров. По данным А.С. Мехоношина с соавторами [2001], Бирхинский массив имеет двухфазное строение. В его центральной части выделено поле размером 4 × 5 км, сложенное породами 1-й фазы, преимущественно оливиновыми габброноритами с линзами вебстеритов и анортозитов (рис. 2). К породам 2-й фазы относятся биотитовые габбронориты, монцогаббро и монцодиориты, формирующие внешнее кольцо массива. А.С. Мехоношиным с соавторами [2001] были отмечены различия в петрохимии пород 1-й и 2-й фаз массива и в составе их породообразующих минералов.

Исследования, проведенные Е.В. Скляровым, А.В. Лавренчуком и В.С. Федоровским [Fedorovsky et al., 2020] в последние годы, позволили уточнить внутреннее строение Бирхинского массива (см. рис. 2). В северной и западной эндоконтактовых зонах массива было закартировано серповидное тело сиенитов тажеранского типа мощностью до 1.5 км, граничащее с габброидами по зоне тектонического сдвига.

По внешней границе сиенитов на несколько километров прослеживается тело мраморов мощностью до нескольких десятков метров. За мраморами начинается зона, сложенная амфиболитами по габброидам улан-нурского типа, мощностью до нескольких сотен метров с линзами гнейсов и тонкополосчатых роговиково-подобных пород. Все породы прорваны многочисленными жилами недеформированных биотитовых лейкогранитов. В поле развития метаморфических пород примерно в 500 м к югу от восточного края пос. Еланцы были обнаружены глыбовые выходы меланократовых порфировидных пород (пр. Пе2664, см. рис. 2). Площадь выходов этих пород составила примерно  $5 \times 15$  м. Контактов с роговиками обнаружено не было. Изучение показало, что это породы субвулканического облика с порфировой структурой, которые по минеральному и химическому составу (см. ниже) могут быть определены как анкарамиты.

Еще один участок развития высококальциевых магнезиальных пород — плагиоклаз-амфиболовых вебстеритов был обнаружен в центральной части Бирхинского массива примерно в 7.5 км к юго-востоку от западного края пос. Еланцы (см. рис. 2). Ультрамафиты (пр. Пе2700 и др.) образуют делювиальноглыбовые выходы площадью ~100 × 30 м среди оливиновых габброидов 1-й фазы. В отсутствие хорошей обнаженности установить точную форму ультраосновного тела и его взаимоотношения с окружающими породами не представляется возможным. Ультраосновные породы не несут следов деформаций.

Ключевым участком для изучения ультраосновных пород, ассоциированных с габбро, и решения проблемы формирования Бирхинского массива является его южная эндоконтактовая зона в районе бухты Харюзовая. Здесь вдоль береговой линии на участке размером ~120 × 700 м ниже амфиболизированных габброноритов залегают клинопироксен-порфировые оливиновые габбро, меланократовые оливинамфиболовые габбронориты, крупнозернистые оливиновые клинопироксениты и их амфибол-плагиоклазовые разновидности. На протяжении 300-350 м вдоль берега бухты магматические породы контактируют с тонкополосчатыми пироксеновыми роговиками разного состава. Простирание полосчатости роговиков субширотное, падение на север под Бирхинский массив, причем угол падения меняется от крутого (50—70°) у уреза воды до более пологого (15—20°) с приближением к контакту с габброидами. С роговиками непосредственно контактируют клинопироксен-порфировые оливиновые габбро. Контакт резкий, согласный простиранию роговиков. В контакте габбро испытывают высокотемпературные твердопластичные деформации. В габброидах встречаются ксенолиты роговиков (рис. 3, а). На небольшом удалении от контакта в габбро залегает тело крупнозернистых оливиновых клинопироксенитов. Мощность клинопироксенитов составляет около 10 м (см. рис. 3, б). Контакт габбро и пироксенитов полого погружается на север под массив. Порфировидные габбро прослеживаются наверх по склону более чем на 60-70 м и заканчиваются в 15-20 м ниже тела мраморов, залегающих среди амфиболизированных габброноритов 2-й фазы массива. Зона контакта между габброноритами и клинопироксен-порфировыми оливиновыми габбро перекрыта делювиальными отложениями.

Клинопироксен-порфировые оливиновые габбро и клинопироксениты проявляют двойственные взаимоотношения между собой. В габбро было обнаружено несколько ксенолитов клинопироксенитов и зафиксированы случаи пересечения ультрамафитов жилами габбро. Но наиболее распространенным типом их взаимоотношений является незакономерная перемежаемость полос, линз, блоков и сегрегаций одних пород в других (см. рис. 3, e-d), что можно наблюдать в скальных обнажениях по северному борту бухты Харюзовая, примерно в 300—500 м от ее оси. Контакты между клинопироксенитами и габброидами являются фестончатыми по границе зерен (см. рис. 3, e, d). Вероятно, такой тип взаимоотношений может быть истолкован как смесь ремобилизованных кумулатов с расплавом и их совместное внедрение в вязком состоянии. Габброиды и клинопироксениты в бухте Харюзовая прорваны редкими маломощными (10—15 см) дайками (см. рис. 3, e), состав которых близок к анкарамитам из района пос. Еланцы. На участке бухты Харюзовая сосредоточены все типы пород Бирхинского массива, установле-





а — ксенолиты метаморфических пород в габброидах; б — пластовое тело клинопироксенитов среди клинопироксен-порфировых оливиновых габбро; в — шлирово-полосчатый характер взаимоотношений между габброидами и клинопироксенитами;
г — фестончатая структура контакта между габбро и клинопироксенитами; д — габбровая сегрегация в клинопироксенитах; е — дайка анкарамитов в габбро, бухта Харюзовая.

ны взаимоотношения между ними и с вмещающими метаморфическими породами. Совокупность полученных геологических и петрологических данных позволяет более аргументированно рассмотреть проблему формирования крупнейшего в Приольхонье Бирхинского габбрового массива.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Положение отобранных для изучения проб горных пород и участка детальных исследований в бухте Харюзовая показано на рис. 2. Состав пород определялся рентгенофлюоресцентным методом на многоканальном спектрометре CPM-35 и энергодисперсионном спектрометре EDX-8000 в ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург, аналитики Н.П. Горбунова и Л.А. Татаринова, http:// geoanalyst.igg.uran.ru/?q=node/41). Определение содержаний редких и редкоземельных элементов в породах и минералах выполнено методом ICP-MS на спектрометре PE ELAN-9000 с использованием In в качестве внутреннего стандарта (ЦКП «Геоаналитик», ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, аналитики H.B. Чередниченко, Л.К. Дерюгина, Д.В. Киселева). Определение состава минералов проводилось на рентгеноспектральном микроанализаторе Cameca SX100 с пятью волновыми спектрометрами и на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) JSM-6390LV фирмы Jeol с энергодисперсионной приставкой (ЭДС) INCA Energy 450 XMax 80 фирмы Oxford Instruments (ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург). Условия измерения на Cameca SX100: давление в камере образцов 6×10<sup>-4</sup> Па, ускоряющее напряжение 15 кВ, сила тока 30 нА, диаметр пучка электронов на образце 5 мкм. В качестве эталонов применяли пироп, рутил, жадеит, хромит, гранат, диопсид и ортоклаз. Для определения всех пиков использовались наиболее интенсивные  $K_{\alpha}$  линии. Na, Mg, Al и Si измерялись на кристаллах ТАР, калий и кальций — на кристалле LPET, марганец, титан, железо и хром — на LIF. Время набора импульсов на пиках аналитических линий в два раза больше, чем время набора импульсов фона с двух сторон от пика, и составляло 10 с для всех элементов. Стандартное отклонение (мас. %) колеблется: от 0.24 до 0.30 для Si; от 0.03 до 0.10 для Ti; от 0.03 до 0.25 для Al; от 0.06 до 0.10 для Cr; от 0.15 до 0.71 для Fe; от 0.06 до 0.36 для Mn; от 0.08 до 0.18 для Mg; от 0.04 до 0.22 для Ca; от 0.02 до 0.07 для Na; от 0.01 до 0.03 для K.

## ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ ПОРОД БИРХИНСКОГО МАССИВА

В 2017 и в 2021 гг. при проведении маршрутных исследований в южной и северной частях Бирхинского массива в габброноритах 2-й фазы были обнаружены зональные вкрапленники и зерна клинопироксена. Изучение их состава показало, что ядра представлены светло-зеленым высокомагнезиальным хромдиопсидом, а каймы железистым авгитом. Клинопироксен в ядрах не равновесен с валовым составом габброидов и мог кристаллизоваться только из существенно более магнезиального пикритоидного расплава. Последующее изучение клинопироксенитов, ассоциированных с габброидами, и обнаружение анкарамитов добавили недостающую информацию в эту петрологическую модель. Поэтому описание петрографии и минералогии пород Бирхинского массива мы начнем с габброноритов 2-й фазы, в которых впервые были обнаружены высокомагнезиальные хромдиопсиды. Составы главных породообразующих минералов из всех пород, описанных ниже, приведены в дополнительных материалах, приложение 1, https://sibran.ru/journals/Supp1\_Pushkarev.pdf.

Габбронориты 2-й фазы и связанные с ними постепенными переходами монцодиориты являются наиболее распространенным типом пород Бирхинского массива. Вместе они составляют до 70—80 % его объема. По внешнему виду и структуре породы похожи друг на друга. В монцодиоритах несколько выше количество полевых шпатов и флогопита. Породы средне-, крупнозернистые. Текстура массивная, но часто с проявлениями гнейсовидности и линейности, что связано с ориентировками плагиоклаза, флогопита и пироксенов. Микроструктура субофитовая и трахитоидная, с более выраженным идиоморфизмом плагиоклаза по отношению к темноцветным минералам, иногда габбровая (рис. 4, a). Количество темноцветных минералов составляет в среднем 30—35 %, встречаются лейкократовые разности пород, приближающиеся к анортозитам (плагиоклазитам).

Главными породообразующими минералами габброноритов являются клинопироксен, ортопироксен, флогопит (биотит), плагиоклаз, ортоклаз. Составы минералов приведены в табл. 1, 2, 7, 8, 11, 12, (см. доп. материалы, прил. 1). Постоянно присутствуют титаномагнетит, ильменит и другие оксиды титана. Акцессорные минералы представлены апатитом и цирконом. Плагиоклаз образует субидиоморфные сдвойникованные призматические кристаллы. Часто они изогнутые, что служит признаком проявления пластических деформаций. Зональность слабая либо отсутствует. Состав плагиоклаза соответствует андезину, реже лабрадору  $An_{53-54}$  (рис. 5, *a*). Породообразующий клинопироксен образует таблитчатые зерна с меньшим идиоморфизмом, чем у плагиоклаза. Цвет в проходящем свете буровато-серый, серовато-зеленый. Редко встречаются зональные зерна со светлыми ядрами. Железистость (здесь и далее f = Fe/(Fe + Mg), в атомных количествах) клинопироксена варьирует в очень широких пределах от 0.09 до 0.45. Преобладающий тип клинопироксена имеет f = 0.25 - 0.45. В таком клинопироксене зональность не проявлена. Содержание глинозема в минерале изменяется в пределах 1—3 мас. %. В железистом типе отмечаются структуры распада твердого раствора с тонкими ламеллями ортопироксена. Последний образует более мелкие зерна, чем клинопироксен, и всегда более железистый f = 0.40 - 0.55с содержаниями глинозема 0.3-0.8 мас. % (рис. 5,  $\delta$ ). Он также содержит структуры распада, но уже в виде ламеллей клинопироксена. Возможно, что часть железистых ортопироксенов первоначально была представлена пижонитом, претерпевшим распад и инверсию.

Железо-магнезиальные слюды представлены серией флогопит-биотит (см. доп. материалы, табл. 11 в прил. 1). Их железистость варьирует от 0.40 до 0.52, а в шлифах они имеют яркий красновато-бурый цвет. Флогопит высокотитанистый, содержит 4—6 мас. % TiO<sub>2</sub>, что является признаком высокотемпературного образования. Первичный высокоглиноземистый амфибол встречается редко. Но отно-



николях: *а* — габбронориты (пр. Пе2166) 2-й фазы с порфировидными зональными зернами клинопироксена, прямоугольниками отмечены зерна, по которым пройдены микрозондовые профили: 1 — Пе2166-1, 2 — Пе2166-2 (см. рис. 7); *б* — клинопироксен-порфировые оливиновые габбро (Пе2629) с зональными зернами клинопироксена; *в* — оли-

виновые клинопироксениты (Пе2615) с зональными кристаллами клинопироксена; *е* — оливиновые габбро (11А199) из центра Бирхинского массива; *д* — амфиболовый вебстерит (Пе2700) с пойкилокристами амфибола, проходящий свет; *е* — анкарамиты порфировой структуры с вкрапленниками зонального клинопироксена, николи скрещены. Срх — клинопироксен, Орх — ортопироксен, Ol — оливин, Amp — амфибол, Bt — биотит, Pl — плагиоклаз.

mp

2 мм

сительно низкотемпературный низкоглиноземистый амфибол широко развит в габброидах по южной периферии массива. В целом железистость главных темноцветных минералов свидетельствует об их равновесности с составом пород.

Принципиально новым результатом является обнаружение в габброноритах 2-й фазы в северной и южной частях массива порфировидных зональных зерен высокомагнезиального хромдиопсида (см. рис. 4, *a*; 6, *a*). Железистость наиболее раннего хромдиопсида 0.09—0.11, а вариации этого параметра в отдельных зональных зернах клинопироксена составляют 15—20 номеров (рис. 7, 8). Содержание Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в магнезиальном диопсиде достигает 1 мас. %. В ходе кристаллизации минерала с ростом его железистости содержание хрома уменьшается практически до ноля (см. рис. 7).

Важным является поведение алюминия, содержание которого вначале растет от 1.5 до 4 мас. %  $Al_2O_3$  с увеличением железистости, а по достижению f = 0.25—0.27 начинает уменьшаться при продолжающемся росте железистости. Наглядно это может быть продемонстрировано на профилях через зональные зерна клинопироксена (см. рис. 8; доп. материалы, табл. 2 в прил. 1). Каймы зональных зерен по составу соответствуют преобладающему в габброноритах типу клинопироксена. Полный размах вариаций состава клинопироксена для этой пробы показан на рис. 7. Для выборки из нескольких проб габброноритов эти вариации еще шире. В ассоциации с магнезиальным клинопироксеном отмечен битовнит  $An_{76-86}$  (см. рис. 5, доп. материалы, табл. 8 в прил. 1).

Оливиновые габбро и габбронориты 1-й фазы визуально по текстурно-структурным особенностям почти не отличаются от габброноритов 2-й фазы. Микроструктура пород также сходна. Однако из-за присутствия оливина, вокруг которого часто образуются реакционные зоны на границе с плагиоклазом, в породах отмечаются коронитовые структуры. Породообразующие минералы представлены клинопироксеном, ортопироксеном, оливином, флогопитом, плагиоклазом. Состав минералов приведен в доп. материалах, табл. 3, 7, 8, 9, 10, 11 в прил. 1. Постоянно присутствует титаномагнетит. Апатит отсутствует или крайне редок. Плагиоклаз образует таблитчатые, незональные зерна. Его средний состав  $An_{50}$  чуть более основной, чем в габброноритах, при узком интервале колебаний  $An_{46-55}$  (см. рис. 5, *a*). Составы всех темноцветных минералов стабильные, отражая высокую степень равновесности пород. Средняя железистость клинопироксена 0.28 при вариациях от 0.25 до 0.34 (см. доп. материалы, табл. 3 в прил. 1). Глинозем изменяется в узких пределах 1.5—2.5 мас. %  $Al_2O_3$  (рис. 9, *a*). Эти параметры соответствуют позднему этапу кристаллизации клинопироксенов в габброноритах 2-й фазы. В оливиновых габбро клинопироксены практически безхромистые, а уровень титана в них  $(0.3-0.7 \text{ мас. }\% \text{ TiO}_2)$  заметно выше, чем в клинопироксенах из габброноритов при той же железистости (см. рис. 9,  $\delta$ ). Средняя железистость ортопироксена равна 0.36, при очень узком интервале вариаций этого параметра (см. доп. материалы, табл. 7 в прил. 1). Оливин имеет еще более высокую железистость f = 0.41-0.47 и максимальные содержания MnO (0.5-07 мас. %), в сравнении с оливинами из других пород Бирхинского массива (см. рис. 5,  $\epsilon$ ; доп. материалы, табл. 9 в прил. 1). Состав флогопита из оливиновых габбро такой же, как и в габброноритах. Высокомагнезиальных фаз в оливиновых габброноритах центральной



Рис. 5. Составы плагиоклазов (*a*), ортопироксенов (б) и оливинов (в) из пород Бирхинского массива. *1* — анкарамит, *2* — вебстерит, *3* — клинопироксенит, *4* — Ol-Cpx габбро, *5* — Ol габбро, *6* — габбронорит.



Рис. 6. Порфировые вкрапленники магнезиального хромдиопсида в габброноритах 2-й фазы (пр. Пе2616) (*a*); клинопироксен-порфировые оливиновые габбро с обильными зернами зонального клинопироксена (*б*).

части массива обнаружено не было. Приведенные составы минералов оливиновых габброноритов не дают основания рассматривать их в качестве первичного расплава для Бирхинского массива. Оливиновые габбро сами являются продуктом кристаллизации эволюционированного расплава в спокойных равновесных условиях, о чем свидетельствуют слабые вариации состава минералов.

Вебстериты ассоциируют с оливиновыми габброноритами в центре массива. Они имеют буровато-зеленый цвет и среднезернистую структуру. Микроструктура пород пойкилитовая, обусловленная наличием пойкилокристов темного амфибола с многочисленными включениями мелких призматиче-



Рис. 7. Вариации химического состава клинопироксена из габброноритов пр. Пе2166 (*a*) и всей выборки габброноритов Бирхинского массива (б—г).

Стрелки — кристаллизационнный тренд клинопироксена.



Рис. 8. Микрозондовые профили через зерна зональных клинопироксенов из габброноритов (пр. Пе2166) и вариации их состава на диаграмме Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—Fe/(Fe + Mg).

Стрелки — кристаллизационный тренд клинопироксена.

ских зерен пироксена (см. рис. 4,  $\partial$ ). Вебстериты состоят из клинопироксена, ортопироксена, амфибола и плагиоклаза. В породах практически отсутствуют рудные минералы. Составы минералов приведены в табл. 7, 8, 10, в доп. материалах, прил. 1. Клинопироксен и ортопироксен представлены призматическими зернами близкого идиоморфизма. В количественном отношении клинопироксен преобладает. Состав темноцветных минералов очень выдержанный, их железистость соответствует железистости породы, что является признаком равновесности. Криптовый плагиоклаз по составу отвечает битовниту An<sub>70-84</sub> (см. рис. 5, a, см. доп. материалы, табл. 8 в прил. 1). Вебстериты с более высоким содержанием амфибола и плагиоклаза более железистые, но вариации состава пироксенов весьма незначительные.



Рис. 9. Состав клинопироксена из оливиновых габбро (1) центральной части Бирхинского массива и ассоциированных с ними вебстеритов (2).

Так, железистость клинопироксена варьирует в пределах 0.18—0.24, содержания глинозема составляют 2.0—2.5 мас. %  $Al_2O_3$ , а TiO<sub>2</sub> = 0.2—0.4 мас. % (см. рис. 9). Эти параметры соответствуют средней части тренда кристаллизации клинопироксена, установленного для габброноритов. Ортопироксен при устойчивой железистости 0.23—0.25 содержит в среднем 1.5 мас. %  $Al_2O_3$ , что является самым высоким для ортопироксенов из всех пород Бирхинского массива (см. рис. 5,  $\delta$ ). По сравнению с пироксенами из окружающих оливиновых габброноритов пироксены вебстеритов более магнезиальные. Но высокомагнезиальных диопсидов в вебстеритах обнаружено не было. Амфибол пойкилокристов относится к группе паргасита, имеет железистость 0.27—0.37, содержания глинозема 11—12 мас. %  $Al_2O_3$ , TiO<sub>2</sub> = 1.5—2.5 мас. %,  $K_2O = 0.60$ —0.75 мас. % (см. доп. материалы, табл. 10 в прил. 1).

Оливиновые клинопироксениты установлены исключительно в южной части Бирхинского массива в районе бухты Харюзовая. Породы почти всегда крупнозернистые до пегматоидных и характеризуются отчетливо выраженным идиоморфизмом клинопироксена по отношению к другим минералам. Микроструктура гипидиоморфно-зернистая или криптовая из-за присутствия интерстициального плагиоклаза (см. рис. 4, в). Главными породообразующими минералами являются клинопироксен (70—80 %), оливин (5—10 %), амфибол (5—10 %), плагиоклаз (3—10 %). Иногда присутствует ортопироксен, который всегда образует более мелкие зерна, приуроченные к межзерновому пространству. Из рудных минералов присутствуют хромшпинелид, хромистый титаномагнетит и герцинит. Высокохромистые хромшпинелиды сохраняются только в виде включений в клинопироксене. Составы минералов приведены в доп. материалах, табл. 5, 7, 8, 10, 11 в прил. 1. Клинопироксениты подвержены вторичным изменениям. Клинопироксен и паргасит замещаются вторичным низкоглиноземистым амфиболом, оливин тонкозернистым агрегатом амфибола, зеленой шпинели и пироксена, а плагиоклаз соссюритизируется. Несмотря на это, в породах часто сохраняются зональные зерна клинопироксена (см. рис. 4,  $\beta$ ), которые позволяют восстановить полный ход кристаллизации пироксенитов. Ранний клинопироксен представлен высокомагнезиальным хромдиопсидом с железистостью 0.09—0.11, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 1.5 мас. %, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> > > 1 мас. % (рис. 10, см. доп. материалы, табл. 5 в прил. 1). С ростом железистости в клинопироксене увеличивается содержание глинозема, титана, натрия, уменьшается количество хрома. После достижения f = 0.20 - 0.25 и далее с ростом этого параметра содержание глинозема в минерале уменьшается.

Кристаллизационный тренд клинопироксена повторяет эволюцию этого минерала, установленную в габброноритах (см. рис. 7). Железистость оливина увеличивается от 0.23 до 0.40 и сопровождается ростом MnO от 0.30 до 0.55 мас. % (см. рис. 5, e; доп. материалы, табл. 9 в прил. 1). Содержания NiO и CaO находятся на уровне обнаружения и не несут генетической информации. Магнезиальных оливинов, которые могли бы быть равновесными с хромдиопсидом, обнаружено не было. Ортопироксен имеет железистостость 0.3—0.4, сопоставимую с ортопироксенами из оливиновых габброноритов центра массива (см. рис. 5, d). Состав раннего амфибола соответствует паргаситу с железистостью 0.26—0.30, и содержаниями глинозема 11—12 мас. %, TiO<sub>2</sub> = 2—3 мас. %, K<sub>2</sub>O = 0.4—0.5 мас. %. Плагиоклаз из клинопироксенитов характеризуется широкими вариациями состава (см. доп. материалы, табл. 8 в прил. 1) от анортита до андезина (см. рис. 5, a). В магнезиальных хромдиопсидах из клинопироксенитов были обнаружены включения железистых хромшпинелидов с Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 44—47 мас. %, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 8—11 мас. %



Рис. 10. Состав клинопироксена из оливиновых клинопироксенитов Бирхинского массива.

*а* — пр. Пе2705, *б*—*г* — все клинопироксениты. Стрелки — кристаллизационный тренд клинопироксена.

и Cr/(Cr + Al) = 0.73—0.79 (табл. 12 в прил. 1). Их главной особенностью является низкое содержание магния, менее 1 мас. % MgO, что может быть следствием переуравновешивания хромита в процессе низкотемпературной амфиболитизации ультрамафитов.

Клинопироксен-порфировые оливиновые габбро обладают порфировой структурой, которая определяется наличием более крупных (5—10 мм) идиоморфных вкрапленников клинопироксена и реже оливина на фоне мелкозернистой основной массы, состоящей из клинопироксен-плагиоклазового агрегата (см. рис. 4,  $\delta$ ; 6,  $\delta$ ). Количество вкрапленников может достигать 30 %, среди которых преобладает клинопироксен. Порфировидные зерна оливина встречаются редко, и в большинстве случаев они практически полностью замещены агрегатом амфибола, герцинита и ортопироксена. Вкрапленники клинопироксена хорошо сохраняются и представляют возможность для изучения хода кристаллизации пород. Составы минералов приведены в доп. материалах, в табл. 4, 7—10, 12 в прил. 1.

Вариации состава клинопироксена от ядра к кайме полностью соответствуют установленным закономерностям для зональных зерен клинопироксенов в габброноритах 2-й фазы. Ранний клинопироксен представлен магнезиальным хромдиопсидом, а поздний авгитом (см. доп. материалы, табл. 4 в прил. 1). Для них так же, как в клинопироксенах из габброноритов и клинопироксенитов, характерны выгнутый тренд по глинозему и титану на фоне растущей железистости от ранних к поздним стадиям кристаллизации и закономерное снижение хрома по всему тренду кристаллизации (рис. 11).

Оливин из этих габброидов имеет Fe/(Fe + Mg) = 0.3—0.4, что соответствует железистости пород и свидетельствует о поздней кристаллизации минерала (см. рис. 5, *в*; доп. материалы, табл. 9 в прил. 1). Обнаружить магнезиальный оливин не удалось. Ортопироксен присутствует в небольшом количестве и, по-видимому, кристаллизуется либо как поздний, либо как вторичный минерал при замещении оливина. Его железистость 0.3—0.4 соответствует железистости пород. По составу он сопоставим с ортопироксеном из оливиновых габброноритов центра массива (рис. 5, *в*; доп. материалы, табл. 7 в прил. 1). Плагио-



Рис. 11. Состав клинопироксена из клинопироксен-порфировых оливиновых габбро (*a*) и анкарамитов (*б*).

Стрелки — кристаллизационный тренд клинопироксена.



Анкарамиты имеют темный, почти черный цвет и порфировую структуру. Вкрапленники представлены кристаллами зонального клинопироксена размером до 5—8 мм (см. рис. 4, 3). Количество вкрапленников достигает 20—25 %. Реже встречаются крупные порфировидные зерна оливина, которые замещаются с краев агрегатом амфибола, герцинита и пироксена. Основная масса сложена тонкозернистым агрегатом клинопироксена, плагиоклаза, амфибола и других минералов. Все петрологические признаки свидетельствуют о быстрой кристаллизации пород в малоглубинных условиях. Составы минералов из анкарамитов представлены в доп. материалах, табл. 7—9, 11, 12 в прил. 1. Составы самых



## Рис. 12. Микрофотография включений зерен хромшпинелида в хромдиопсиде анкарамитов, пр. Пе2665.

Изображение в обратнорассеянных электронах. *а* — включения хромшпинелидов в клинопироксене, *б* — двухфазное зерно хромшпинелида. Al-Cr — хромисто-алюминиевая фаза, Fe-Cr — железо-хромистая фаза с распадом твердого раствора. Срх — клинопироксен, Chr — хромшпинелид.

ранних хромдиопсидов совпадают с магнезиальным клинопироксеном из габброноритов, клинопироксенитов и клинопироксен-порфировых оливиновых габбро (см. рис. 11,  $\delta$ ). Далее с ростом железистости минерала в нем увеличиваются содержания алюминия, титана и снижается количество хрома. Процесс кристаллизации клинопироксена продолжается только до железистости 0.25, где его эволюция останавливается, не переходя к этапу совместной кристаллизации с плагиоклазом. Поэтому тренд кристаллизации клинопироксена из анкарамитов совпадает только с левым плечом тренда клинопироксена для остальных пород Бирхинского массива. Это важное обстоятельство, которое свидетельствует, что мы имеем дело с наименее эволюционированным расплавом, в максимальной степени соответствующим первичному. Оливин в анкарамитах имеет среднюю железистость 0.32 (см. рис. 5,  $\epsilon$ ), совпадающую с железистостью пород. Состав плагиоклаза варьирует от анортита до битовнита, и лишь единичные зерна соответствуют лабрадору (см. рис. 5, a).

В анкарамитах, так же как и в клинопироксенитах, оксидные минералы представлены хромшпинелидом, магнетитом и герцинитом. Хромшпинелиды с высокими содержаниями Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 30—40 мас. % и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 10—25 мас. % образуют мелкие идиоморфные включения в хромдиопсиде (рис. 12). Составы высокохромистых хромшпинелидов располагаются выше хромитового сольвуса на Al<sup>3+</sup>—Cr<sup>3+</sup>—Fe<sup>3+</sup>



Рис. 13. Составы хромшпинелидов из клинопироксенитов и анкарамитов Бирхинского массива (1), хромшпинелидов из анкарамитов островной дуги Baнyaty (2) [Barsdell, Berry, 1990] и комплекса Гринхилс (3) [Mossman, 2000].

диаграмме (рис. 13). Более глиноземистые и железистые хромшпинелиды располагаются вдоль хромитового сольвуса и представляют собой либо результат совместной кристаллизации фаз разного состава, либо результат распада твердого раствора хромшпинелидов. Хромшпинелид характеризуется пониженными содержаниями MgO, что может быть следствием его переуравновешивания при вовлечении пород в процессы метаморфизма эпидот-амфиболитовой или амфиболитовой фаций. Общий тренд эволюции составов хромшпинелидов из клинопироксенитов и анкарамитов Бирхинского массива совпадет с трендом хромшпинедов из анкарамитов Урала и других регионов мира [Barsdell, Berry, 1990; Пушкарев и др., 2017, 2018; Пушкарев, Готтман, 2017; и др.].

### ПЕТРОХИМИЯ И ГЕОХИМИЯ

В опубликованных ранее работах основной акцент был сделан на изучении габброидов — преобладающего типа пород в массивах Крестовской зоны [Грудинин, Меньшагин, 1987; Мехоношин и др., 2001]. Однако, как было показано в [Лавренчук и др., 2019], габброиды Бирхинского массива, даже наиболее магнезиальные оливиновые габбро так называемой 1-й фазы, не соответствуют первичному расплаву, а являются продуктом кристаллизации его более поздних дифференциатов. Ключом к решению проблемы состава родоначального расплава для Бирхинского массива и, вероятно, для других массивов Крестовской зоны могут стать магнезиальные ультрамафиты и субвулканические анкарамиты, описанные в данной статье. Главной целью исследования было установление связей между химическим составом разных по меланократовости пород Бирхинского массива с составом породообразующих минералов, отражающих ход кристаллизации расплава. Полученные данные позволили обосновать, что кальциевые ультрамафиты и габброиды представляют собой единую дифференцированную серию, родоначальным расплавом для которой были магнезиальные анкарамиты, а их формирование могло быть связано с завершающей стадией эволюции кембрийской островной дуги [Гладкочуб и др., 2014; Лавренчук и др., 2017].

Химические анализы пород Бирхинского массива приведены в доп. материалах, табл. 1, прил. 2, https://sibran.ru/journals/Supp2\_Pushkarev.pdf. На представленных диаграммах (рис. 14) все ультраосновные породы, габброиды, монцодиориты и субвулканические анкарамиты формируют единый тренд с вариациями по MgO от 3 до 19 мас. %, с перегибом в области 9—10 мас. % MgO, 15 мас. % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и 13 мас. % CaO. Эта область отвечает значению CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 0.8, которое имеют хондриты, мантийные перидотиты, базальтовые котектики и примитивные мантийные магмы основного состава [Рингвуд, 1981; White, 2020]. Перегиб тренда происходит при железистости 0.32—0.33, которая также соответствует железистости примитивных мантийных магм, находящихся в равновесии с реститовыми перидотитами с Fe/(Fe + Mg) = 0.1 (см. рис. 14, *г*) [Рингвуд, 1981].

Область перегиба делит петрохимический тренд Бирхинского массива на два плеча: ультраосновной и габбровый. Перелом тренда определяется началом кристаллизации котектики темноцветных минералов с плагиоклазом, с последующим смещением эволюционирующих расплавов по габбровому тренду, что сопровождается ростом глинозема и уменьшением CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> отношения в породах. В ультраосновной части тренда плагиоклаз присутствует, но он кристаллизуется как поздний интерстициальный минерал. В породах габбровой части тренда плагиоклаз обладает идиоморфизмом, кристаллизуется раньше или совместно с темноцветными минералами. Смена фракционирования бесплагиоклазовой котектики на габбровую четко зафиксирована не только на петрохимических диаграммах (см. рис. 14), но и в зональности клинопироксенов. Ранний магнезиальный хромдиопсид кристаллизуется на ультраосновной части тренда, а более железистый авгит на габбровой. Область перехода маркируется максимальными содержаниями алюминия в клинопироксене.

Каким составом должен обладать расплав, способный сформировать и клинопироксенитовую, и габбровую часть дифференцированной серии? Он должен иметь состав, близкий к области перегиба на эволюционном тренде, которая обозначена красным кругом на диаграммах (см. рис. 14). Составы всех габброидов Бирхинского массива не попадают в эту область и не могут представлять собой первичного расплава. Анкарамиты по величине средней железистости 0.34 и CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 1.35 (см. доп. материалы, табл. 1 в прил. 2) и в совокупности с другими параметрами в наилучшей степени соответствуют составу предполагаемого первичного расплава (см. рис. 14). Фракционирование из такого расплава магнезиального клинопироксена ( $\pm$  оливин) без участия плагиоклаза приводит к нарастанию содержаний глинозема, железа, титана и щелочей в более поздних дифференциатах и сближению их состава с габбровыми котектиками, по достижению которых начинается кристаллизация темноцветных минералов совместно с плагиоклазом.

Бирхинские анкарамиты близки по составу к островодужным анкарамитам Юго-Западной Пацифики [Barsdell, Berry, 1990; Della-Pasqua, Varne, 1997], которые лежат в основании дифференцированных серий, их эволюция приводит к образованию средних и даже кислых пород, включая обогащенные калием дациты. Составы примитивных анкарамитов Урала [Пушкарев и др., 2017, 2018] по сравнению с бирхинскими характеризуются более высокими содержаниями MgO, CaO и CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> > 2. По этим параметрам они сходны с клинопироксенитами и вебстеритами Бирхинского массива. Справедливость объединения ультраосновных и основных пород в единую дифференцированную серию подтверждается и по геохимии редких и редкоземельных элементов (см. доп. материалы, табл. 2, в прил. 2). На диаграммах (рис. 15, *a*—*e*) представлены графики распределения РЗЭ в ультраосновных



Рис. 14. Вариационные петрохимические диаграммы для пород Бирхинского массива.

а — СаО—МдО, б — Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—MgO, в — Na<sub>2</sub>O—MgO, г — СаО/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—Fe/(Fe + Mg), д — СаО/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—MgO, е — Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—CaO. 1 — анкарамиты, 2 — оливиновые клинопироксениты, 3 — вебстериты, 4 — клинопироксен-порфировые оливиновые габбро, 5 — оливиновые габбро и оливиновые габбронориты, 6 — габбронориты и монцодиориты, 7 — составы пород Бирхинского массива [Грудинин, Меньшагин, 1987], 8 — составы пород Бирхинского массива [Мехоношин и др., 2001]. Зеленое поле — составы вулканических анкарамитов Юго-Западной Пацифики [Barsdell, Berry, 1990; Della-Pasqua, Varne, 1997], желтое поле — составы примитивных анкарамитов Урала [Пушкарев и др., 2017, 2018], красный круг — область состава первичного расплава для Берхинского массива.



Рис. 15. Спектры распределения редкоземельных элементов в породах и клинопироксенах Бирхинского массива, нормированные на стандартный углистый хондрит [Sun, McDonough, 1989].

a — анкарамиты,  $\delta$  — вебстериты, e — оливиновые клинопироксениты, c — клинопироксен-порфировые оливиновые габбро,  $\partial$  — оливиновые габбро, e — габбронориты,  $\mathcal{K}$  — зависимость отношения La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> от содержания MgO в породах, усл. обозн. см. на рис. 14; s — распределение редкоземельных элементов в клинопироксенах. Пробы Пе2166-1 и Пе2616-1 — вкрапленники хромдиопсида в габброноритах, Пе2166-2 и Пе2616-3 — железистый породообразующий авгит в габброноритах, Пе2629 — магнезиальный хромдиопсид из клинопироксен-порфировых оливиновых габбро. Зеленое поле на рис. 15, a — анкарамиты Юго-Западной Пацифики [Barsdell, Berry, 1990], желтое поле — анкарамиты Урала [Пушкарев и др., 2017].

породах, габброидах и анкарамитах Бирхинского массива. Анкарамиты имеют слабодифференцированные спектры РЗЭ с отрицательным наклоном,  $La_{N}/Yb_{N}$  около 2 (см. рис. 15, *a*). Европиевая аномалия в них отсутствует. Это согласуется с особенностями состава клинопироксена из анкарамитов, которые показывают, что плагиоклаз вместе с ним не кристаллизовался. По характеру распределения РЗЭ анкарамиты близки к клинопироксенитам, но среди ультрамафитов присутствуют разности с более низкими суммарными количествами РЗЭ (см. рис. 15, б, в). В клинопироксенитах отмечаются слабые отрицательные и положительные европиевые аномалии, указывающие на удаление или накопление небольших количеств плагиоклаза. Это согласуется с предположением о кумулятивном характере клинопироксенитов. Следующими по степени дифференцированности являются клинопироксен-порфировые оливиновые габбро.  $La_N/Yb_N$  отношение в этих породах составляет 2.0—2.5 (см. рис. 15, *г*, *ж*). Габброиды обогащены плагиоклазом, что отражается в появлении положительной европиевой аномалии на спектрах распределения РЗЭ. Похожие на них по геохимии оливиновые габбро центра массива обладают La<sub>N</sub>/ Yb<sub>N</sub> > 3 и являются еще более фракционированными, а с учетом отсутствия в них высокомагнезиальных пироксенов оливиновые габбро нельзя отождествлять с ранней фазой формирования Бирхинского массива. Габбронориты, монцогаббро и монцодиориты завершают дифференцированную серию и характеризуются сильнофракционированным спектром РЗЭ с  $La_N/Yb_N = 4-8$  (см. рис. 15, *e*). В породах отмечаются как положительные, так и отрицательные европиевые аномалии, что, возможно, связано с перераспределением плагиоклаза на уровне становления интрузии, поскольку в массиве известны тела плагиоклазитов. Непрерывное и закономерное изменение состава пород на всем протяжении дифференцированной серии демонстрирует диаграмма  $La_{\lambda}/Yb_{\lambda}$ —MgO (см. рис. 15,  $\mathcal{H}$ ).

Дополнительную информацию о ходе кристаллизации пород показывает геохимия клинопироксена (см. доп. материалы, табл. 3 в прил. 2). Хромдиопсиды вкрапленников и ядер зональных зерен характеризуются очень низкими концентрациями РЗЭ и пологим спектром их распределения, напоминающим геохимию клинопироксенитов. Ранний клинопироксен из порфировых габбро бухты Харюзовая имеет  $La_N/Yb_N = 0.58$ , что является самым низким значением для пироксенов и пород Бирхина. Этот хромдиопсид не имеет аномалий европия и с высокой долей вероятности отражает наиболее раннюю стадию кристаллизации первичного расплава. Железистые породообразующие клинопироксены в несколько раз богаче РЗЭ по сравнению с ранним хромдиопсидом (см. рис. 15, 3). Они обладают отрицательными европиевыми аномалиями, свидетельствующими о совместной кристаллизации с плагиоклазом, что является независимым подтверждением установленных закономерностей кристаллизации пород и минералов Бирхинского массива.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Бирхинский габбровый массив является крупнейшим интрузивным телом в Приольхонье. Вместе с несколькими габбровыми массивами сходного состава он входит в одноименный магматический комплекс, слагающий до половины объема Крестовской зоны [Лавренчук и др., 2017]. Несмотря на длительное изучение Бирхинского массива [Грудинин, Меньшагин, 1987; Мехоношин и др., 2001; Юдин и др., 2005; Лавренчук и др., 2017, 2019; Fedorovsky et al., 2020] проблема его формирования и состава родоначального расплава так и не была решена. Одной из объективных причин, почему это не удалось выполнить, является вовлеченность массива в тектонические процессы, сформировавшие аккреционноколлизионную структуру Приольхонья [Гладкочуб и др., 2010; Федоровский, Скляров, 2010; Donskaya et al., 2017; Fedorovsky et al., 2020]. Первичные геологические взаимоотношения интрузии с вмещающими породами были нарушены, что отмечается большинством исследователей. Сам массив, согласно последним реконструкциям [Fedorovsky et al., 2020], представляет собой коллаж тектонических покровных пластин. Все это не позволяет ответить на простые вопросы. Во-первых, соответствуют ли существующие форма и размер Бирхинского массива его первичным геометрическим параметрам? Является ли доминирование габброидов над ультраосновными породами истинным или в ходе тектонических процессов существенная часть первичной структуры массива была утеряна? Попытка оценить состав родоначального расплава для Бирхинского массива методом геохимической термометрии по оливиновым габбро не привела к желаемому результату [Лавренчук и др., 2019]. Авторы пришли к заключению, что габброиды являются продуктом кристаллизации эволюционированного расплава, прошедшего дифференциацию в промежуточной камере.

В ходе проведенного нами изучения Бирхинского массива удалось получить данные, свидетельствующие об истории, предшествующей формированию габбровой части интрузии. В габброноритах были обнаружены вкрапленники и зональные зерна клинопироксена, состав которого изменялся от магнезиального хромдиопсида (f = 0.09 - 0.14) в центральных частях до железистого авгита (f = 0.3 - 0.4) в краевой части. Состав клинопироксена в каймах аналогичен породообразующему клинопироксену габброноритов. Магнезиальный хромдиопсид в ядрах не равновесен с валовым составом габброидов, железистость которых равна 0.47—0.58, и он не мог кристаллизоваться из расплава такого состава. Расплав, равновесный с хромдиопсидом, должен быть более магнезиальным и иметь железистость 0.30—0.35 в соответствии с коэффициентом разделения Fe и Mg между клинопироксеном и расплавом [Ариськин, Бармина, 2000; Sugawara, 2000]. Такой железистостью обладают анкарамиты — субвулканические магнезиальные породы с порфировой структурой, образующие дайки среди пород массива и в его ближайшем окружении. Характерной особенностью анкарамитов является большое количество порфировых вкрапленников клинопироксена до 20—30 %. Модальное количество клинопироксена достигает 50 % и более, что определяет высокое CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> > 1 в породах.

Изучение зонального клинопироксена из анкарамитов показало, что ядра кристаллов соответствуют магнезиальному хромдиопсиду, идентичному раннему пироксену из габброноритов (см. рис. 7, 11,  $\delta$ ). В ходе кристаллизации в нем растет железистость от 0.10 до 0.25 с параллельным увеличением содержаний Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> от 1.5 до 4.0 мас. %, TiO<sub>2</sub> от 0.1 до 0.9 мас. % и уменьшением Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> от 1 мас. % до ноля. Увеличение содержаний железа, алюминия и титана в клинопироксене отражает рост содержаний этих элементов в эволюционирующем расплаве в связи с преимущественным фракционированием гиперкотектического клинопироксена либо оливин-клинопироксеновой котектики. Вариации состава клинопироксена в анкарамитах перекрываются с магнезиальной частью тренда клинопироксена из габброноритов. Такие особенности характерны для всех известных проявлений анкарамитов в мире [Irvine, 1973; Barsdell, Berry, 1990; Della-Pasqua, Varne, 1997; Elburg et al., 2007; Пушкарев и др., 2017, 2018; Кхлиф и др., 2020; Khlif et al., 2022; и др.]. Очевидно, что подобный стиль кристаллизации может приводить к формированию ультраосновных кумулатов: дунитов, верлитов и клинопироксенитов [Ферштатер, Пушкарев, 1987; Ферштатер, 1987; Пушкарев, 2000; Mossman, 2000; Chayka et al., 2023].

По достижению железистости 0.25 кристаллизация клинопироксена в бирхинских анкарамитах прекращается (см. рис. 11,  $\delta$ ). Но в анкарамитах других мировых провинций отмечается продолжение его кристаллизации до более высоких значений f = 0.3 - 0.4. В этом случае на тренде формируется перегиб обычно при значениях f = 0.20 - 0.25, после которого направление тренда меняется, отражая снижение содержаний алюминия и титана в минерале (рис. 16). Перегиб на кристаллизационном тренде клинопироксена связан с насыщением расплава глиноземом, достижением им состава габбровой котектики



### 1297

и началом кристаллизации плагиоклаза — главного концентратора алюминия. Совместная кристаллизация плагиоклаза с клинопироксеном приводит к снижению содержаний алюминия в последнем на фоне продолжающегося роста его железистости. Такие кристаллизационные тренды полного профиля зафиксированы для клинопироксенов из габброноритов, клинопироксен-порфировых оливиновых габбро и клинопироксенитов бухты Харюзовая. В оливиновых габбро центра массива не обнаружен клинопироксен с железистостью меньше 0.2. Их нельзя рассматривать как породы 1-й фазы и тем более отождествлять их с составом первичного расплава. Об этом также свидетельствует и очень низкое отношение CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 0.7—0.6.

Полный массив полученных данных по составу клинопироксенов из разных пород Бирхинского массива сведен на рис. 16. Поле распределения фигуративных точек отчетливо выгнуто вверх для Al<sub>2</sub>O<sub>2</sub> и TiO<sub>2</sub>, что является типичной особенностью анкарамитовой дифференциации. Усредненный вариационный тренд составов клинопироксенов Бирхинского массива изображен красной стрелкой (см. рис. 16). Для сравнения на диаграммах нанесены вариационные тренды клинопироксенов из анкарамитов Юго-Западной Пацифики [Barsdell, Berry, 1990] и поле клинопироксенов из дунит-клинопироксенитгаббровых комплексов Урало-Аляскинского типа, ограниченное синими стрелками [Ферштатер, Пушкарев, 1987; Ферштатер, 1987; Балыкин и др., 1991; Пушкарев, 2000; Krause et al., 2007]. Наличие только «ультраосновного» плеча на тренде кристаллизации клинопироксена из бирхинских анкарамитов свидетельствует, что расплав не испытал существенной дифференциации и близок к своему первичному составу. Как было отмечено выше, его главной петрохимической особенностью является высокое отношение CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 1.1—1.5. Величина этого отношения имеет фундаментальное петрологическое значение.  $CaO/Al_2O_3 = 1$  является дискриминационной границей между пикритами с отношением меньше единицы и анкарамитами, у которых оно выше [Della-Pasqua, Varne, 1997]. CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 0.8 является постоянной величиной для хондритов, примитивной и деплетированной мантии Земли, а также для первичных расплавов, производных из этих субстратов [Рингвуд, 1981; White, 2020]. Например, базальты срединноокеанических хребтов имеют статистический максимум  $CaO/Al_2O_3 = 0.8$  [White, 2020]. Из этого следует, что в ходе плавления отношение CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> является постоянной величиной и остается одинаковым в субстрате, расплаве и рестите, что имеет фундаментальное петрологическое значение.

Е. Медарт с соавторами [Medart et al., 2004, 2006] представили обзор экспериментальных работ, в котором было показано, что все расплавы, полученные при разных условиях плавления лерцолитов при P < 2 ГПа, обладают CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> < 1.0, что соответствует сделанному выше заключению о постоянстве этого отношения. Эти же авторы провели серию экспериментов по плавлению верлитов и амфиболовых верлитов с CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> > 1.0, в результате чего были получены высококальциевые расплавы при P = 0.5—1.2 ГПа и T > 1350 °C для ортопироксен-нормативных и T = 1190 °C для нефелин-нормативных расплавов соответственно. На диаграмме CaO—MgO (рис. 17) фигуративные точки анкарамитов и клинопироксенитов Бирхинского массива располагаются над линией, ограничивающей сверху составы расплавов, связанных с плавления верлита. Верлитовый мантийный источник предполагается и для образования первичных расплавов, родоначальных для дунит-клинопироксенит-габбровых комплексов Урало-Аляскинского типа, которые также характеризуются CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> >> 1.0 и по составу соответствуют дикарамитам [Ферштатер, Пушкарев и др., 2017, 2018]. Природа верлитового мантийного субстрата является темой отдельного исследования и здесь специально не рассматривается, но обсуждение этой



## Рис. 17. Диаграмма CaO—MgO с трендами плавления различных мантийных субстратов, по [Medard et al., 2004, 2006], полями природных высококальциевых расплавов и составами магнезиальных пород Бирхинского массива.

I-5 — породы Бирхинского массива: I — анкарамиты, 2 — оливиновые клинопироксениты, 3 — вебстериты, 4 — клинопироксен-порфировые оливиновые габбро, 5 — оливиновые габбро. Тренды плавления амфиболового верлита при давлении 0.5 ГПа (голубая линия) и 1 ГПа (оранжевая линия). Зеленые линии — тренды плавления верлита, черные — тренды плавления лерцолита. Штриховая линия ограничивает сверху составы расплавов, полученные при плавлении лерцолита при P < 2 ГПа. Зеленое поле — природные высококальциевые нефелин-нормативные расплавы, желтое поле — высококальциевые ортопироксен-нормативные расплавы.

## Рис. 18. Диаграмма CaO—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—MgO\* [Ферштатер, Пушкарев, 1987] для пород Бирхинского массива.

1 — габбронориты, 2 — габбровые котектики [Ферштатер, 1987; Ферштатер, Пушкарев, 1987], 3 — область состава первичного расплава для Бирхинского массива. Остальные усл. обозн. см. на рис. 17. Серая стрелка — эволюционный тренд мафит-ультрамафитовых комплексов Урало-Аляскинского типа [Пушкарев, 2000] с областями составов мантийного верлитового субстрата (синее поле) и рестита (фиолетовый сектор).

проблемы можно найти в работах [Кутолин, Агафонов, 1978; Пушкарев, 2000; Medart et al., 2004, 2006; Попов, 2005; и др.].

Вероятно, что выплавление анкарамитовых расплавов Бирхина имело место при большем давлении, чем показано в экспериментах Е. Медарта с соавторами [Medart et al., 2004, 2006]. Об этом свидетельствует по-



ложение фигуративных точек пород на диаграмме CaO—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—MgO\* [Ферштатер, Пушкарев, 1987], в которую вписана фазовая диаграмма экспериментально изученной системы An—Di—Fo при давлениях 1 атм и 20 кбар [Presnall et al., 1978] (рис. 18). Для построения этой диаграммы мы используем параметр  $MgO^* = MgO + 0.5Fe_2O_3 + 0.55FeO$  (мас. %), чтобы не принимать в расчет железистость пород и ее влияние на положение фигуративных точек. Бирхинские анкарамиты и клинопироксениты группируются вдоль оливин-клинопироксеновой котектики при P = 20 кбар и располагаются по тренду эволюции клинопироксенит-тылаитовой серии в массивах Платиноносного пояса Урала (серая стрелка) [Ферштатер, Пушкарев, 1987; Пушкарев, 2000]. Отличие состоит в том, что состав первичного расплава для уральских комплексов более ультраосновной и соответствует нижней точке перегиба серой линии, в то время как состав первичного расплава для Бирхинского массива более глиноземистый и показан красным кругом на диаграмме (см. рис. 18). Возможно, с этим связано преобладание ультраосновных пород в уральских комплексах [Ферштатер, 1987; Балыкин и др., 1991; Пушкарев, 2000] и габброидов в Крестовской зоне в целом [Лавренчук и др., 2017]. Хотя высокая степень тектонического скучивания в Приольхонье и оторванность геологических объектов от своих «корневых» зон затрудняют решение этого вопроса. Нельзя исключить, что промежуточные магматические камеры, в которых проходила ранняя дифференциация анкарамитового расплава с образованием ультраосновных кумулатов, не были эродированы и были потеряны в ходе аккреционно-коллизионных процессов. Полученные данные о составе первичного расплава Бирхинского массива и ходе его кристаллизации позволяют предположить, что объем родоначального анкарамитового расплава должен был примерно в два и более раз превосходить объем габброидов. Формированию габброидов должно было предшествовать образование сопоставимых с ними объемов клинопироксенитов и верлитов, небольшие фрагменты которых мы наблюдаем сегодня в районе бухты Харюзовая. Нельзя также исключить образование кумулятивных дунитов с сопутствующей им хром-платиновой минерализацией, как это имеет место в комплексах Урало-Аляскинского типа [Пушкарев, 2000].

Отсутствие магнезиального оливина в ультраосновных породах Бирхина, который должен предшествовать или сопровождать кристаллизацию хромдиопсида, может указывать на его вероятную кумуляцию на уровне первичных магматических камер. Полученные данные согласуются с геотектонической моделью формирования бирхинского комплекса в островодужных условиях [Гладкочуб и др., 2010; Федоровский, Скляров, 2010; Лавренчук и др., 2017; Fedorovsky et al., 2020; и др.], благоприятных для образования вторичных метасоматизированных мантийных субстратов, в том числе в результате реакции перидотитов мантийного клина с флюидом и осадочными карбонатами, затянутыми в зону субдукции [Рингвуд, 1981; Barsdell, Berry, 1990; Medart et al., 2004, 2006; Попов, 2005; и др.], что приводит к образованию верлитов. Плавление верлитов с образованием анкарамитовых расплавов могло провоцироваться подъемом горячего сублитосферного мантийного материала в область разрыва слэба, что подтверждается некоторыми геохимическими метками, характерными для габброидов Крестовской зоны [Лавренчук и др., 2017]. Важно отметить, что состав бирхинских анкарамитов и их геохимические характеристики, включая распределение РЗЭ, близки к анкарамитам островной дуги Вануату, для которых также предполагается верлитовый источник, плавление последнего связано с подъемом мантийного диапира [Barsdell, Berry, 1990].

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное исследование было посвящено изучению Бирхинского габбрового массива с целью определения состава родоначального расплава, хода его дифференциации и кристаллизации, что позволило бы объяснить наблюдаемые особенности пород и минералов и предложить непротиворечивую модель формирования массива. В габброноритах были обнаружены и изучены порфировые вкрапленники и зональные кристаллы клинопироксена, позволившие восстановить полный тренд кристаллизации расплава от ультраосновных до габбровых парагенезисов. В дальнейшем аналогичные зональные клинопироксены были обнаружены и изучены в клинопироксенов. В дальнейшем аналогичные зональные клинопироксены были обнаружены и изучены в клинопироксенов был показан единый тренд кристаллизации, где с ростом железистости вначале происходит увеличение содержаний Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и TiO<sub>2</sub>, а затем их закономерное уменьшение, что является типичной чертой анкарамитовой дифференциации, когда на ранней стадии идет кристаллизация оливин-клинопироксеновой котектики, которая сменяется фракционирование паббровых котектик с плагиоклазом.

В составе Бирхинского массива и его ближайшего окружения были обнаружены и изучены субвулканические порфировые породы с обильными вкрапленниками клинопироксена, которые определены как анкарамиты. Главной петрохимической особенностью этих пород является высокое отношение CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> > 1.0, подразумевающее верлитовый мантийный источник. Ход кристаллизации клинопироксенов из анкарамитов совпадает с «ультраосновным» плечом клинопироксенового тренда габброноритов, клинопироксенитов и клинопироксен-порфировых габбро. Совокупность петрологических данных показывает, что высококальциевые магнезиальные анкарамиты лучшим образом соответствуют составу предполагаемого первичного расплава для Бирхинского массива. Образование анкарамитового расплава, вероятно, связано с плавлением метасоматизированного мантийного субстрата, отвечающего верлиту, в островодужной геотектонической обстановке под воздействием внедряющегося в область разрыва слэба горячего мантийного диапира.

Авторы признательны В.В. Врублевскому и Д.А. Орсоеву за высокопрофессиональное рецензирование рукописи, сделанные замечания и рекомендации, которые позволили существенно ее улучшить.

Исследования выполнены в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН, тема № 123011800009-9 и Госзаданий ИГМ СО РАН, тема № 122041400044-2 и ИЗК СО РАН. Дооснащение и комплексное развитие ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН осуществляются при финансовой поддержке гранта Министерства науки и высшего образования Российской Федерации, Соглашение № 075-15-2021-680.

Дополнительные материалы: https://sibran.ru/journals/Supp1\_Pushkarev.pdf;

https://sibran.ru/journals/Supp2\_Pushkarev.pdf.

### ЛИТЕРАТУРА

**Арискин А.А., Бармина Г.С.** Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М., Наука, 2000, 363 с.

Балыкин П.А., Конников Э.Г., Кривенко А.П., Леснов Ф.П., Лепетюха В.В., Литвинова Т.И., Пушкарев Е.В., Ферштатер Г.Б. Петрология постгарцбургитовых интрузивов Кемпирсайско-Хабарнинской офиолитовой ассоциации (Южный Урал). Свердловск, УрО АН СССР, 1991, 160 с.

Владимиров А.Г., Мехоношин А.С., Хромых С.В., Михеев Е.И., Травин А.В., Волкова Н.И., Колотилина Т.Б., Давыденко Ю.А., Бородина Е.В., Хлестов В.В. Динамика мантийно-корового взаимодействия на глубинных уровнях коллизионных орогенов (на примере Ольхонского региона, Западное Прибайкалье) // Геодинамика и тектонофизика, 2017, т. 8, № 2, с. 223—268.

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Ларионов А.Н., Сергеев С.А. Ольхонский метаморфический террейн Прибайкалья: раннепалеозойский композит фрагментов неопротерозойской активной окраины // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (5), с. 571—588.

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Скляров Е.В., Лавренчук А.В., Лепехина Е.Н. Фрагмент раннепалеозойской (~500 млн лет) островной дуги в структуре Ольхонского террейна (Центрально-Азиатский складчатый пояс) // ДАН, 2014, т. 457, № 4, с. 429—433.

**Грудинин М.И., Меньшагин Ю.М.** Ультрабазит-базитовые ассоциации раннего докембрия. Новосибирск, Наука, 1987, 155 с.

**Кутолин В.А., Агафонов Л.В.** О составе верхней мантии в связи с относительной устойчивостью ультраосновных нодулей // Геология и геофизика, 1978 (5), с. 3—13.

Кхлиф Н., Вишневский А.В., Изох А.Э. Анкарамиты Горного Алтая: минералого-петрографические и петрохимические особенности диопсид-порфировых базальтов усть-семинской свиты // Геология и геофизика, 2020, т. 61 (3), с. 312—333.

Лавренчук А.В., Скляров Е.В., Изох А.Э., Котов А.Б., Васюкова Е.А., Федоровский В.С., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М. Бирхинская вулканоплутоническая ассоциация (Ольхонский район, Западное Прибайкалье) — петрологические критерии комагматичности // Петрология, 2019, т. 27, № 3, с. 308—326.

Лавренчук А.В., Скляров Е.В., Изох А.Э., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М. Особенности состава габброидов Крестовской зоны (Западное Прибайкалье) как отражение взаимодействия надсубдукционной литосферной мантии с мантийным плюмом // Геология и геофизика, 2017, т. 58 (10), с. 1439—1458.

**Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б., Бухаров А.А., Горегляд А.В.** Базитовые интрузивные комплексы Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Материалы совещания. Томск, Изд-во Томского ЦНТИ, 2001, с. 165—170.

Новоселова М.Р., Турутанов Е.Х. Морфология габброидных массивов и масштабы основного магматизма в Приольхонье // Геология и геофизика, 1982 (6), с. 46—53.

Попов В.С. Дунит-верлит-клинопироксенитовая магматическая ассоциация: возможные источники и механизм подъема и дифференциации расплава // Зап. РМО, 2005, т. 134, № 6, с. 1—18.

**Пушкарев Е.В.** Петрология Уктусского дунит-клинопироксенит-габбрового массива (Средний Урал). Екатеринбург, УрО РАН, 2000, 296 с.

Пушкарев Е.В., Готтман И.А. Состав вкрапленников клинопироксена и включений хромшпинелида и титаномагнетита как индикаторы анкарамитовой природы порфировидных тылаитов Уктусского дунит-клинопироксенит-габбрового массива на Среднем Урале // Вестник УрО РМО, 2017, с. 107—118.

**Пушкарев Е.В., Рязанцев А.В., Готтман И.А.** Анкарамиты Присакмаро-Вознесенской зоны на Южном Урале — геологическое положение и состав. Ежегодник-2016, Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2017, с. 166—175 (Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 164).

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, № 4, с. 433—437.

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

Скляров Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М., Старикова А.Е. Инъекционные карбонатные и силикатно-карбонатные комплексы в коллизионных системах (на примере Западного Прибайкалья, Россия) // Геотектоника, 2013, т. 47, № 3, с. 58—77.

Федоровский В.С., Скляров Е.В. Ольхонский геодинамический полигон (Байкал): аэрокосмические данные высокого разрешения и геологические карты нового поколения // Геодинамика и тектонофизика, 2010, т. 1, № 4, с. 331—418.

Федоровский В.С., Скляров Е.В., Изох А.Э., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М. Сдвиговый тектогенез и щелочно-базитовый магматизм в коллизионной системе каледонид Западного Прибайкалья // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (5), с. 682—700.

Ферштатер Г.Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. М., Наука, 1987, 231 с.

Ферштатер Г.Б., Пушкарев Е.В. Магматические клинопироксениты Урала и их эволюция // Изв. АН СССР, Сер. геол., 1987, № 3, с. 13—23.

Юдин Д.С., Хромых С.В., Мехоношин А.С., Владимиров А.Г., Травин А.В., Колотилина Т.Б., Волкова М.Г. <sup>40</sup>Аг/<sup>39</sup>Аг-возраст и геохимические признаки синколлизионных габброидов и гранитов Западного Прибайкалья (на примере Бирхинского массива и его складчатого обрамления) // ДАН, 2005, т. 405, № 2, с. 251—255.

**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.

Chayka I.F., Baykov N.I., Kamenetsky V.S., Kutyrev A.V., Pushkarev E.V., Abersteiner A., Shcherbakov V.D. Volcano–plutonic complex of the Tumrok Range (Eastern Kamchatka): An example of the Ural-Alaskan type intrusion and related volcanic series // Minerals, 2023, v. 13, 126, doi: 10.3390/min13010126.

Della-Pasqua F.N., Varne R. Primitive ankaramitic magmas in volcanic arcs: a melt-inclusion approach // Can. Mineral., 1997, v. 35, p. 291-312.

**Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Fedorovsky V.S., Sklyarov E.V., Cho M., Sergeev S.A., Demonterova E.I., Mazukabzov A.M., Lepekhina E.N., Cheong W., Kim J.** Pre-collisional (>0.5 Ga) complexes of the Olkhon terrane (southern Siberia) as an echo of events in the Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Res., 2017, v. 42, p. 243—263.

**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.

Fedorovsky V.S., Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Donskaya T.V., Lavrenchuk A.V., Starikova A.E., Dobretsov N.L., Kotov A.B., Tevelev A.V. Collision system of West Pribaikalie: Aerospace geological map of Olkhon region (Baikal, Russia) // Geodyn. Tectonophys., 2020, v. 11 (3), p. 447-452, doi: 10.5800/GT-2020-11-3-0485.

Irvine T.N. Bridget Cove volcanics, Juneau Area, Alaska: possible parental magma of Alaskan-type ultramafic complexes // Carnegie Inst. Washington Yearb., v. 72, 1973, p. 478–491.

Khlif N., Vishnevskiy A., Izokh A., Chervyakovskaya M. Mineral chemistry and trace element composition of clinopyroxenes from the Middle Cambrian Ust'-Sema Formation ankaramites and diopside porphyry basalts and the related Barangol complex intrusions, Gorny Altai, Russia // Minerals, 2022, v. 12, 113, doi: 10.3390/min12020113.

Krause J., Brügmann G.E., Pushkarev E.V. Accessory and rock forming minerals monitoring the evolution of zoned mafic–ultramafic complexes in the Central Ural Mountains // Lithos, 2007, v. 95, p. 19–42.

Médard E., Schmidt M.W., Schiano P. Liquidus surfaces of ultra-calcic primitive melts: formation conditions and sources // Contrib. Mineral. 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 (3), p. 481–504.

Mossman D.J., Coombs D.S., Kawachi W., Reay A. High-Mg arc-ankaramitic dikes, Greenhills complex, Southland, New Zealand // Can. Mineral., 2000, v. 38, p. 191–216.

**Presnall C.D., Dixon S.A., Dixon J.R., O'Donnell T.H., Brenner N.L., Schrock R.L., Dycus D.W.** Liquidus phase relation on the join diopside-forsterite-anorthite from 1 atm to 20 kbar: their bearing on the generation and crystallization of basaltic magma // Contrib. Mineral. Petrol., 1978, v. 66 (2), p. 203—220.

Sklyarov E.V., Lavrenchuk A.V., Fedorovsky V.S., Pushkarev E.V., Semenova D.V., Starikova A.E. Dismembered ophiolite of the Olkhon composite terrane (Baikal, Russia): Petrology and emplacement // Minerals, 2020, v. 10, 305, doi: 10.3390/min10040305.

Sugawara T. Empirical relationships between temperature, pressure, and MgO content in olivine and pyroxene saturated liquid // J. Geophys. Res., 2000, v. 105 (B4), p. 8457—8472.

**Sun S.S., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in Ocean Basins / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc. Spec. Publ., 1989, v. 42, p. 313—346.

White W.M. Geochemistry. 2nd ed. Wiley-Blackwell, 2020, 960 p.